ACTA GEOLOGICA POLONICA
UZEUM ZIEMI WARSZAWA
ol. I Kwiecień — 1950 — April No. 2

ZINAIDA GORIZDRO-KULCZYCKA

Dwudyszne ryby dewońskie Gór Świętokrzyskich *

WSTĘP

W zbiorach ichtiologicznych J. Czarnockiego, pochodzących z de-
vonu Gór Świętokrzyskich, znajdujemy szczątki ryb dwudysznych, nale-
ących do rodzajów: *Holodus* Pander, *Dipterus* Sedgw. & Murch., *Con-
hodus* M'Coy. Są to przeważnie płytki zębowe zachowane, niestety,
v ułamkach. Jedynie z rodzaju *Holodus* mamy okaz w postaci dobrze za-
howanej szczęki dolnej, wykazującej cechy bardzo pierwotnej budowy
natomicznej.

Kolejność występowania poszczególnych zespołów ryb w czasie two-
zenia się osadów jest uwarunkowana oddziaływaniem czynników ekolo-
gicznych *(27, 43, 44)*. Świat wodny nie ogranicza się do przypadkowego
rozmieszczenia gatunków ryb w morzu i wodach słodkich, ale wyznacza
różnym gatunkom różne i ściśle wyznaczone miejsca zamieszkania. Róż-
norodności środowiska odpowiada różnorodność populacji. Przeto wystę-
powanie na obszarze Gór Świętokrzyskich, objętych transgresją morską
podczas górnego dewonu, takich ryb dwudysznych jak *Dipterus*, miesz-
kaniec prawie wyłącznie wód niegłębokich i stosunkowo słodkich (laguny
lub jeziora), oraz towarzyszących mu postaci pokrewnych, jeśli nie iden-
tycznych charakteryzujących Old Red, wskazuje na wpływy kontynentalne.
Te wpływy powodują wielką zmienność głębokości, a w związku z tym
i zmienność facji morza polskiego w dewonie górnym (franie).

---

* Praca ta była wykonana prywatnymi środkami Autorki przed wybuchem
wojny w r. 1939. Ocalona z pożogi wojennej była uzupełniana przez Autorkę, będącą
od roku 1946 organizatorką i kierowniczką Pracowni Paleoichtiologicznej Muzeum Zie-
mi. Tekst tej pracy był przez Autorkę uzupełniany do ostatnich dni przed Jej nieocze-
kiwanym zgonem, który nastąpił w dniu 5 czerwca 1949 roku. — Tekst francuski
(p. str. 82) nie pokrywa się w pełni z tekstem polskim *(Przyp. Red.)*.

CZĘŚĆ OPISOWA

A. Rodzaj *Holodus* Pander *(47)*

1. *Charakterystyka ogólna rodzaju*

Rodzaj *Holodus* należy do najbardziej pierwotnych *Dipnoi* ze słabo wyrażoną redukcją kości szkieletu głowy. Szczęki tych ryb nie wykazują, w związku z tym, wyraźnego skrócenia. Uzębienie składa się z zębów stożkowatych i z płytek zębowych, nie posiadających grzebieni promienistych (zębów wachlarzowatych). W kościach pochodzenia skórnego występują układy kosmoidalne (tzw. Hautzahnparkett, *3)*, pokryte z zewnątrz szkliwem.

2. *Rys historyczny badań*

Przedstawicieli rodzaju *Holodus* opisywano pod rozmaitymi nazwami, gdyż poszczególne części szkieletowe uważano za należące do różnych rodzajów.

Pierwsze badania nad nimi zawdzięczamy Ch. H. Panderowi *(47)*, który wyodrębnił nowy rodzaj *Holodus* na podstawie fragmentów kostnych „przedniej części czaszki", pochodzących z górnego dewonu Rosji. Cechuje go, jak już wyżej była mowa, obecność zębów bocznych kształtu stożkowatego, płytek zębowych, pozbawionych typowych dla dwudysznych grzebieni promienistych, oraz budowa kosmoidalna kości szkieletu zewnętrznego. Autor zaliczył ten rodzaj do rodziny *Ctenodipterini*.

W kilka lat później E. von Eichwald *(9)* ogłosił spis ryb rosyjskich, w którym przyjął podaną nazwę rodzajową opierając się na klasyfikacji Pandera. Günther *(25)* i Fritsch *(11)* umieścili wymieniony rodzaj wśród *Dipteridae* obok rodzaju *Palaedaphus* P. J. Van Beneden & L. G. de Koninck. R. Traquair *(65)* po uważniejszym zbadaniu anatomicznym stwierdził, że odłamki kostne, opisane przez Pandera jako należące do przedniej części czaszki, są w istocie kośćmi szczęki dolnej i pod względem budowy są bardzo zbliżone do tej samej szczęki u *Palaedaphus insignis*.

W roku 1864 H. Meyer opisał pod nazwą *Archaeotylus ignotus* szczękę dolną, której dokładne pochodzenie nie zostało wyjaśnione *(40)*. Miała ona również zęby stożkowate i płytki zębowe. Podkreślając swoiste cechy budowy *Archaeotylus* Meyer powstrzymuje się od wyznaczenia temu rodzajowi miejsca w systematyce.

A. S. Woodward *(70)* przypuszcza, że *Archaeotylus*, jak również i *Holodus* zbliżone są raczej do rodzaju *Palaedaphus*. Natomiast J. S. Newberry *(41)* w pracy o rybie dewońskiej *Ganorhynchus beecheri* przypusz-

za, że nazwy rodzajowe *Holodus* i *Archaeotylus* są synonimami, i podkre-
a ich bliższy związek genetyczny z rodzajem *Ganorhynchus*.

Rodzaj *Ganorhynchus* z gatunkiem *woodwardi* ustanowiony był roku 1873 przez Traquaira *(64)* na podstawie budowy rostrum ryby wudysznej znacznej wielkości, które znajdowało się w kolekcjach British Iuseum bez podania miejsca znalezienia. Rostrum to było okryte ze strony ewnętrznej błyszczącą warstwą ganoiny, z wewnętrznej zaś — zaopatrzoe w zęby.

W roku 1889 J. S. Newberry opisał drugi z kolei gatunek rodzaju *anorhynchus* pod nazwą *beecheri (41)* na podstawie szczątków okazu rostrum) pochodzącego z warstw Chemung Group of Warren (Pensylvania).

Wobec fragmentarycznego stanu znanych dotychczas szczątków, o nie pozwoliło na przeprowadzenie badań szczegółowych, Woodward *70)* przyjmuje oznaczenie rodzajowe Traquaira *Ganorhynchus* jako prowizoryczne. Według niego do tego rodzaju należą paleozoiczne ryby dwuyszne, których zewnętrzne kości głowy są okryte grubą warstwą „gaoiny punktowanej". W późniejszych latach autorzy dodali do tego rodzaju eszcze kilka nowych gatunków, pochodzących również z dewonu, a miaowicie: *G. oblongus,* opisany przez E. D. Cope'a *(4)* i podany na ilustracji rzez L. Hussakofa *(31),* pochodzący z pensylwańskiej serii Catskill; *G. sussmilchi* R. Etheridge *(10),* znaleziony w utworach środkowego dewonu New South Wales (Murrumbidgee River); *G. rigauxi,* opisany przez A. P. Dutertre *(7),* pochodzący z dewonu Boulonnais (fran). W. Gross *(17, 22)* odnalazł wśród okazów ryb dwudysznych środkowego dewonu reńskiego również przedstawiciela rodzaju *Ganorhynchus* — *G. splendens.*

Spośród wymienionych gatunków rodzaju *Ganorhynchus* szczególną uwagę autorów zwrócił na siebie *G. sussmilchi* z powodu zachowania w naturalnym zespole kości, tworzących sklepienie czaszki, i dużego rostrum, obejmującego okolicę gębową. Opierając się na wielkiej liczbie składników kostnych szkieletu głowy oraz na ich niesymetrycznym rozmieszczeniu O. Jaekel *(33)* przyszedł do wniosku, iż okaz ten ma bardzo pierwotną budowę. Autor nadał mu nową nazwę rodzajową — *Dipnorhynchus.*

Dokładne badania E. Hillsa *(28)* stwierdziły u tej ryby dwudysznej cały szereg nowych szczegółów, a mianowicie: występowanie otworu ciemieniowego, o wiele mniejszą redukcję kości szkieletu głowy, niż to jest zazwyczaj widoczne u dwudysznych, i związany z tym brak wybitnego skrócenia szczęki, wreszcie położenie operculum podobne do obserwowanego u *Osteolepis*. Niestety, wobec ułamkowego zachowania kości wewnętrznej powierzchni (ustnej) szkieletu głowy, nie posiadamy

danych dotyczących tej części. Z utworów zębowych jedyna zachowana mała płytka zębowa składa się, według Hillsa, z drobniejszych ząbków elementarnych, nie tworzących grzebieni promienistych, typowych dla dwudysznych, lecz układających się raczej szeregowo. Wszystkie te dane anatomiczne skłaniają Hillsa również do przypuszczeń, że okaz z New South Wales posiada cechy najbardziej pierwotnej ryby dwudysznej. Wobec braku zębów kształtu stożkowatego, mniejszej wielkości okazu w porównaniu z *G. woodwardi,* a szczególnie *G. rigauxi,* uznaje on za słuszne zaliczenie tego okazu do odrębnego rodzaju *Dipnorhynchus* Jaekel.

Woodward w ostatnim wydaniu „Textbook of Palaeontology" K. v. Zittela *(71)* przytacza nazwę *Dipnorhynchus* Jaekel jako synonim *Ganorhynchus.*

Ponowny przegląd prymitywnej budowy sklepienia czaszki *Dipnorhynchus sussmilchi,* przeprowadzony przez E. G. Hillsa *(29),* skłonił autora do stwierdzenia słuszności wyodrębniania okazu z Taemas pod nowym oznaczeniem rodzajowym Jaekela, tym bardziej, że określenie gatunków, należących do rodzaju *Ganorhynchus,* stosowane było (Traquair, Newberry, Dutertre, Gross) jedynie do pokrytych kosminą kości gębowych ryb dwudysznych.

3. *Opis Holodus sanctacrucensis* n. sp.

(por. rys. 1, 2 w tekście; tabl. I, rys. 1, 2; tabl. II, rys. 1, 2, 6; tabl. III, rys. 1, 2; tabl. IV, rys. 1)

a) *Charakterystyka okazu.* — Dolna szczęka okazu *Holodus,* znalezionego przez J. Czarnockiego w Górze Kadzielni w Kielcach, w wapieniu z *Manticoceras intumescens,* jest dość dużych rozmiarów, gruba i raczej wydłużona. Długość jej dochodzi do 10,5 cm, największa szerokość — 10 cm, największa grubość — 3 cm. Z czterech jej płaszczyzn powierzchnia brzuszna (= zewnętrzna) i grzbietowa (= wewnętrzna) są szerokie, boczna zaś i przyśrodkowa — wąskie. Od strony zewnętrznej szczękę okrywa błyszcząca warstwa szkliwa, przez którą przechodzi duża liczba kanalików.

Posiadając na ogół kształty właściwe rodzinie *Dipteridae* szczęka ta ma szereg cech morfologicznych swoistych.

b) *Szkielet wewnętrzny (endoszkielet).* — Najstarsza część składowa dolnej szczęki *Holodus sanctacrucensis* — chrząstka Meckela (cartilago Meckeli) ciągnęła się wzdłuż całej szczęki w postaci jednolitego tworu. Podlegając częściowo skostnieniu wytworzyła ona „kość Meckela" (Jarvik *36,* Gross *24),* szczególnie silnie rozwiniętą na obu końcach, gdzie w części tylnej tworzy articulare, w przedniej zaś — mentomandibulare, połączone ze sobą cienką listewką kostną.

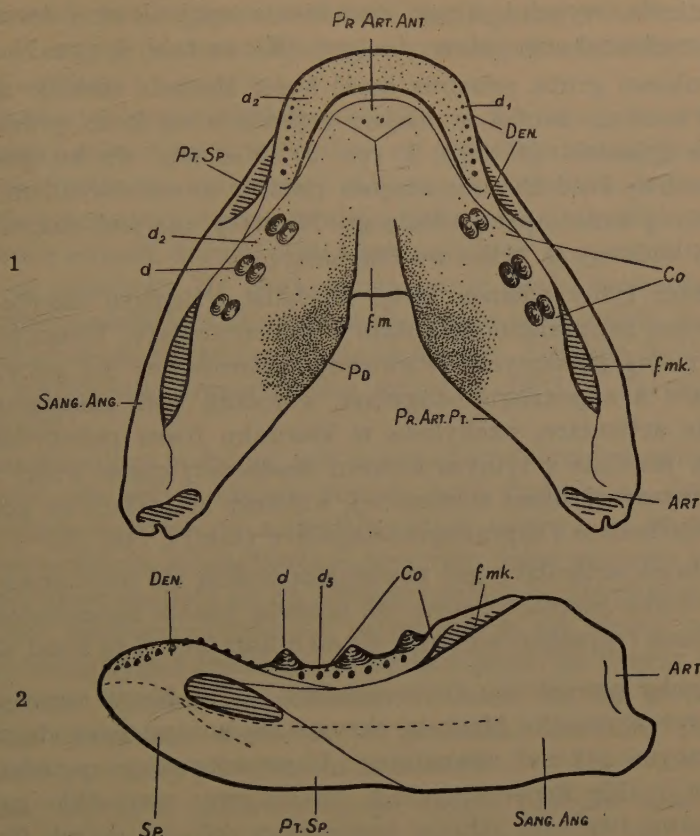


Fig 1

Holodus sanctacrucensis sp. n.

1 Szczęka dolna widziana od strony gębowej; *2* ta sama szczęka z profilu (× 3/4)
1 Mâchoire inférieure vue par sa face orale; *2* Même échantillon vu de profil (× 3/4)
Art. — articulare; *Co.* — praecoronoideum, intercoronoideum i coronoideum; *Den.* — dentale; *Pr. Art. Ant.* — praearticulare anterior; *Pr. Art. Pt.* — praearticulare posterior; *Sang. Ang.* — supraangulo-angulare; *Sp.* — spleniale; *Pt. Sp.* — postspleniale; *f. m.* zagłębienie środkowe (depression médiane); *f. mk.* — jama primordialna (fosse de Meckel); *Pd.* — płytka zębowa (plaque dentaire); *d*, d_1, d_2, d_3 — zęby (dents)

W pozostałych miejscach, zajętych pierwotnie przez chrząstkę Meckela, znajdujemy kanał primordialny, który, rozpoczynając się głęboką jamą (fossa primordialis = fossa adductoria = fossa mandibulae) w tylnej części szczęki, ciągnie się ku przodowi wypełniony jądrem skalnym.

Znacznie zwężona i spłaszczona w kierunku grzbietobrzusznym przednia część szczęki zagina się do góry ku stronie gębowej. Ułamany jej brzeg przedni ujawnia obecność w tej okolicy mentomandibulare o bardzo sła-

bym skostnieniu, wypełniającego zagłębienie spojeniowe i łączącego na szerokiej przestrzeni obie połowy żuchwy (*Mk* na tabl. I, rys. 1).

Stosunkowo gruba przednia część kości Meckela cienieje stopniowo ku tyłowi i wreszcie zanika w miejscu zetknięcia się kości praearticulare posterior ze spleniale (*M* tabl. I, rys. 2). Kierując się ku powierzchni stawowej żuchwy kość Meckela okrywa cienkim nawarstwieniem kostnym brzuszną ścianę kanału primordialnego. Niestety, nie jest ona zachowana całkowicie i widzimy ją tylko we fragmentach.

Tworzące tylny odcinek kości Meckela articulare okryte jest od zewnątrz przez supraangulo-angulare i praearticulare. Ukazuje się ono w postaci małej płaszczyzny stawowej, skierowanej do góry. Między praearticulare a supraangulo-angulare widoczna jest zniszczona górna powierzchnia articulare, nachylona w kierunku fossa primordialis i łącząca się na przodzie z tylnym końcem środkowej części kości Meckela. Od strony brzusznej, nieco zniszczonej, widzimy articulare na pograniczu między praearticulare i supraangulo-angulare (tabl. I, rys. 2).

Jakkolwiek articulare jest mocniejszą kością niż mentomandibulare, jednak u *Holodus sanctacrucensis* nie posiada jeszcze znaczniejszego stopnia skostnienia i wyraźnie odróżnia się od otaczających ją kości skórnych.

c) *Szkielet zewnętrzny (egzoszkielet).* — W biegu rozwoju filogenetycznego ryb chrząstka Meckela okrywa się kośćmi pochodzenia skórnego, tworzącymi szkielet zewnętrzny. U prymitywnego przedstawiciela dwudysznych z Gór Świętokrzyskich znajdujemy wszystkie zasadnicze elementy kostne, tworzące szkielet zewnętrzny dolnych szczęk *Crossopterygii* i *Stegocephali*.

Przedni odcinek „kości Meckela" objęty jest półkolisto przez dentale (*De* rys. 1 w tekście, tabl. I, rys. 1). Tworzy ono od ustnej strony szczęki występ w kształcie podkowy, który w miarę zbliżania się do spojenia opada nieco ku przodowi, ku tyłowi zaś stopniowo cienieje.

Powierzchnia ustna dentale pochylona jest ku jamie gębowej i posiada wyraźne uzębienie (d_1, d_2 na tabl. I, rys. 1) składające się z licznych drobnych ząbków, rozrzuconych bezładnie na całej powierzchni, oraz z szeregu mniej więcej stożkowatych zębów, położonych na zewnętrznym brzegu gębowym, który graniczy z powierzchnią zewnętrzną, zaopatrzoną w błyszczącą warstwę szkliwa. Z przodu dentale opiera się na spleniale obejmując mentomandibulare. Ku tyłowi ogranicza w części bocznej jamę szczękową tworząc jej górną ściankę (rys. 2 w tekście; tabl. II, rys. 1). Od strony ustnej łączy się dentale z praearticulare anterior oraz z wydłużoną przednią częścią praecoronoideum. Tylny zaostrzony i pozbawiony uzębienia koniec dentale kończy się mniej więcej na wysokości przednich

ębów parzystych. Ku tyłowi od dentale znajdują się praearticularia, które Holodus sanctacrucensis składają się z dwóch niezależnych kości — rzedniej i tylnej.

Przednia — praearticulare anterior — leży na grzbietowej stronie entomandibulare i na powierzchni ustnej zaopatrzona jest w płytkę ębonośną. Płytka ta ma kształt zbliżony do trójkąta, którego przedni, aokrąglony bok łączy się z dentale, a proste dwa pozostałe zwrócone są o przednich ścianek dużych płytek zębonośnych: praearticulare posterior extrum et sinistrum. Na powierzchni ustnej płytka zębonośna praearticulare anterior posiada ślady dołków dla zębów stożkowych, analogicznych rawdopodobnie do znajdujących się na dentale. Podobną płytkę na pozbawionym urzeźbienia praearticulare opisał w 1937 r. Jarvik u *Eusthenopteron* (36).

Praearticulare posterior jest znacznej wielkości i wyściela obustronnie prawie całe przyśrodkowe powierzchnie żuchwy na przestrzeni od praearticulare anterior do articulare, którą okrywa od strony gębowej. Ustna powierzchnia praearticulare posterior, leżąc pionowo w części tylnej, ku przodowi pochyla się na zewnątrz układając się poziomo na stronie grzbietowej mentomandibulare i osłaniając je od strony gębowej. Zewnętrzny brzeg tylnej części praearticulare posterior tworzy łagodne esowate wycięcie (incisura mandibulae) i wznosi się ku górze w postaci zgrubiałego, płaskiego wyrostka — processus hamatus, okrywającego górną część przedniej powierzchni articulare.

Mniej więcej w połowie długości szczęki parzyste kości praearticularia posteriora zrastają się ze sobą zamykając od dołu jamę gębową i tworząc obszerne środkowe zagłębienie podłużne, które rozszerza się ku tyłowi w postaci wydłużonego trójkąta (*f. m.* na rys. 1 w tekście; tabl. I, rys. 1). Gładka, pochylona ku tyłowi powierzchnia tego zagłębienia kończy się zaokrąglonym brzegiem tylnym, tworzącym łukowate wycięcie incisura mediana. Brzegi boczne wymienionego zagłębienia wznoszą się w postaci przechodzących ku tyłowi występów zarysowując się w miejscu największego zgrubienia płytek zębowych w kształcie guzowatych wyniosłości.

Praearticulare posterior jest największą kością dolnej szczęki *Holodus sanctacrucensis*. Zajmuje ona grzbietową, przyśrodkową i częściowo brzuszną jej powierzchnię biorąc udział w połączeniu obu gałęzi żuchwy. Od strony brzusznej widzimy zrośnięte w płaszczyźnie symetrii parzyste kości praearticularia posteriora, ograniczające od tyłu wycięcie środkowe. W obrębie guzowatego wzniesienia każda z nich posiada zagłębienie w kształcie soczewki, nachylonej do wnętrza jamy ustnej.

Grzbietową powierzchnię praearticulare posterior pokrywa płytka zębonośna, ciągnąca się od płaszczyzny stawowej do przedniego końca,

która zwęża się ku przodowi, zgodnie ze zwężeniem ustnej powierzchni kości. Na płytce tej są rozsiane bezładnie liczne, często starte, bardzo drobne ząbki w postaci słabo zaostrzonych ziarenek. Ząbki te, nagromadzone w wielkiej liczbie i zespolone ze sobą, tworzą potężne uzębienie ryby w postaci zębów złożonych (tzw. płytek zębonośnych). Wewnętrzną (brzuszną) powierzchnią płytka zębonośna zrasta się ściśle z kością, co utrudnia rozpoznanie granic między nimi. Najdalej w tyle położona część płytek zębonośnych pozbawiona jest jakichkolwiek zębów.

Zewnętrzny brzeg grzbietowej powierzchni żuchwy jest dość gruby i ku tyłowi ustawia się bardziej pionowo. Utworzony jest przez uzbrojone w parzyste zęby praecoronoideum, intercoronoideum i coronoideum, na które od strony przyśrodkowej nasuwa się praearticulare posterior zacierając granice między koronoidami.

Praecoronoideum leży na kości Meckela i zachodzi swym przednim brzegiem na dentale. Tylny odcinek, szeroki i krótki, zaopatrzony w dwa duże stożkowate zęby, łączy się z intercoronoideum, również zaopatrzonym w podobne dwa zęby. Coronoideum jest dłuższe i posiada parę nieco mniejszych zębów. Jego tylny koniec, pozbawiony uzębienia, jest wydłużony i uniesiony do góry ograniczając od przodu i częściowo od strony przyśrodkowej jamę głęboką fossa primordialis.

Poniżej zębów stożkowych już na stronie zewnętrznej koronoidów spostrzegamy delikatne blaszkowate ząbki, rozmieszczone w jednakowych odstępach wzdłuż bocznego brzegu szczęki. Oglądając szczękę od strony zewnętrznej bocznej (tabl. II, rys. 1) widzimy kości infradentale zupełnie zlane, tworzące jakby jedną całość. W spojeniu tym jednak biorą udział jedynie zaopatrzone w szkliwo warstwy zewnętrzne. Bardziej głębokie warstwy zachowują samodzielność i granice ich mogą być mniej więcej oznaczone.

Zgodnie z badaniami Watsona i Gilla *(68)*, Holmgreena & Stensiö *(30)*, Stensiö *(62)* nad szczęką dolną *Dipterus* kości spleniale winny zajmować przednią część żuchwy u *Holodus sanctacrucensis*. Skierowany do góry przedni koniec tych kości tworzy szew z dentale, które zachodzi na nie od góry. Z boku przylega postspleniale, którego górny brzeg bierze udział w budowie dna jamy szczękowej (*pt. sp.* w rys. 2 w tekście; tabl. II, rys. 1). Parzyste splenialia zrastają się, tworząc duże spojenia, i razem z kośćmi postsplenialia chronią szkielet wewnętrzny szczęki od strony zewnętrznej. Kości te są znacznie przesunięte na powierzchnię brzuszną. Powierzchnia ta, płaska po środku, posiada nachylone na zewnątrz brzegi zewnętrzne, brzegi zaś wewnętrzne są skierowane ku kościom praearticularia, występującym na brzusznej stronie szczęki.

Z tyłu kość Meckela okryta jest bardzo dużą, wysoką od tyłu i zwężoną z przodu złożoną kością supraangulo-angulare (*Sang. Ang.* w rys. 2 w tekście; tabl. II, rys. 1), która według Stensiö *(62)* dzieli się w kierunku poprzecznym na dwa składniki. Część przednia supraangulo-angulare jest zakończona w kształcie ostrego kąta, do którego dotyka od góry dolny brzeg zwężonego tylnego końca dentale; w części środkowej górny brzeg graniczy z intercoronoideum i coronoideum, a przedni i dolny brzeg z postspleniale. Bardzo rozszerzona tylna część kości supraangulo-angulare rozpościera się na zewnętrznej bocznej powierzchni articulare okrywając najbardziej tylny koniec szczęki. Z przodu od articulare grzbietowy brzeg supraangulo-angulare nie przylega do praearticulare posterior, która ma tu położenie pionowe. Obie te kości ograniczają jamę primordialną (fossa primordialis). Również na stronie brzusznej w tylnej części żuchwy praearticulare posterior i supraangulo-angulare zostają rozdzielone cienką warstwą kości Meckela.

d) *Uzębienie.* — W skład uzębienia *Holodus sanctacrucensis* wchodzą zęby stożkowate częściowo chwytne, częściowo tworzące rodzaj uzębienia miażdżącego, oraz płytki zębowe, zaopatrzone w bardzo liczne ząbki pojedyńcze oraz złożone zęby płaskie, przystosowane do rozcierania pokarmu. Uzębienie kości dentale składa się z licznych, bardzo drobnych pojedyńczych ząbków, rozsianych nieprawidłowo na całej powierzchni ustnej, tworzących rodzaj szagrynu. Na zewnątrz od nich mieści się szereg coraz to mniejszych ząbków o kształcie płaskich lub nieco stożkowatych guzków. Na prawej, lepiej zachowanej części dentale znajduje się 10 podobnych ząbków.

Koronoidy zaopatrzone są w trzy pary dużych stożkowatych zębów, o wierzchołkach nachylonych nieco do wnętrza żuchwy (*d*, tabl. II, rys. 1). Często znajduje się tylko jeden z nich a na miejscu drugiego pozostaje jamka, będąca śladem obu zębów; jeden z nich jest mniejszy. Są to objawy zmiany uzębienia, podobnie jak u *Crossopterygii (24)* i *Stegocephali (3)*.

Zęby coronoideum mają nieco mniejsze rozmiary niż zęby praecoronoideum i intercoronoideum. Poniżej zębów stożkowatych, na stronie zewnętrznej koronoidów znajdują się delikatne blaszkowate ząbki, rozmieszczone w jednym szeregu wzdłuż bocznego brzegu szczęki.

Uzębienie praearticulare tworzą płytki zębonośne. Nieparzysta płytka zębowa praearticulare anterior posiada na powierzchni grzbietowej drobne pojedyńcze ząbki, widać na niej ponadto ślady dołków dla zębów o większych wymiarach.

Na powierzchni płytek zębonośnych praearticulare posterior znajdujemy również rozrzucone drobne ząbki, odosobnione lub zebrane w grupy. Zgromadzone w wielkiej liczbie i zlane ze sobą tworzą one ząb złożony.

Według Semona (1899) w stadium embrionalnym *Neoceratodus forsteri* ząbki elementarne nie są również złączone i ukazują się oddzielnie, a dopiero w późniejszych stadiach zlewają się tworząc zęby złożone — płytki zębowe postaci dojrzałych.

Obecność elementarnych pojedyńczych ząbków i przejście ich do zębów złożonych, zaznaczające się u dewońskiego *Holodus,* wskazuje na ten sam przebieg powstawania zębów złożonych, jaki obserwujemy w ontogenii współczesnych ryb dwudysznych.

Powierzchnia żująca płytek zębowych *Holodus sanctacrucensis* jest miejscami starta przez zużycie lub zwietrzała. Grzebieni idących promienisto od środkowego, wewnętrznego brzegu płytki, typowych dla wyspecjalizowanych dwudysznych, tu nie znajdujemy. Istnieją natomiast rysy, choć niewyraźne, skierowane ku brzegom wewnętrznym szczęki. Być może, powstały one wskutek zniszczenia płytki. Fragmentaryczny stan płytek nie pozwala na stwierdzenie właściwej ich liczby. Możliwe, że z każdej strony występowała więcej niż jedna płytka zębowa (ząb złożony).

Kanały czuciowe znajdują się, niestety, w stanie fragmentarycznym. Ogólny zarys ich przebiegu jest bardzo podobny do podanego przez Watsona i Gilla u *Dipterus platycephalus.*

Canalis mandibularis, rozpoczynając się na bocznej powierzchni tylnego końca supraangulo-angulare, przechodzi na brzuszną stronę szczęki, gdzie często gubi się i znika. Na podstawie częściowych śladów należy przypuszczać, że przechodzi on przez kości infradentalia w kierunku spojenia zmierzając dalej do kanału przeciwnej strony.

Oprócz canalis mandibularis na tylnym końcu szczęki znajduje się inny kanał czuciowy, którego początek leży również w obrębie supraangulo-angulare. Niekompletny stan szczęki uniemożliwia dokładne określenie miejsca jego powstania. Kieruje się on wzdłuż górnego brzegu infradentale i jest podobny do poziomej linii jamkowej (pitline) *Rhipidistia.* Ciągnąc się na pograniczu dentale i infradentale kanał ten zachodzi dalej ku przodowi. Widzimy go na pograniczu przednich części dentale i infradentale.

Badanie kanałów dało możność ujawnienia dość szerokiego i długiego kanału, wychodzącego przez tylny koniec praearticulare i ciągnącego się wzdłuż dolnego brzegu medialnej strony chrząstki Meckela. Na podstawie jego przebiegu należy wnioskować, że zawierał on gałązkę r. mandibularis internus VII (= chorda tympani *Stegocephali).*

Od strony zewnętrznej tylnej części szczęki znajdujemy nieco węższy, słabiej zaznaczony kanał, leżący między supraangulo-angulare i articulare. Umiejscowienie jego nasuwa przypuszczenie, że mógł on mieścić boczne gałązki ramus mandibularis externus.

Na przekroju pionowym przez tylną część szczęki *Holodus* widać prócz tego otwory wielkiej liczby drobniejszych kanalików. Wszystkie one, z wyjątkiem kanałów organów czuciowych, biegną w kości Meckela lub między tą kością a kośćmi skórnymi w ten sposób, że większa część ich ściany utworzona jest przez kość Meckela. Służyły one przeważnie dla naczyń odżywczych.

W obrębie mentomandibulare występują również bardzo liczne kanały, doprowadzające naczynia i nerwy do zębów. Dokładne ich określenie wymagałoby jednak dokonania licznych przekrojów szczęki. Tylna fossa primordialis, oprócz chrząstki Meckela, zawierała również mięśnie: m. adductor mandibulae i gałązki ramus mandibularis V_3, które, idąc wzdłuż chrząstki Meckela, rozgałęziały się unerwiając skórę, błonę śluzową jamy ustnej i zęby szczęki dolnej.

Znaczenie i rola przedniej jamy szczękowej (fossa mandibulae anterior) pozostają niewyjaśnione. Ze względu na umiejscowienie przypomina ona przednią jamę szczękową *Panderichthys rhombolepis,* opisaną przez Grossa *(24)*. Obecność licznych kanałów na dnie jamy u *Holodus sanctacrucensis,* umiejscowienie tej jamy w pobliżu kanałów czuciowych oraz występowanie por na powierzchni dentale nie wyłączają przypuszczenia, że mogła ona zawierać organ czuciowy (flaschenförmige Organe; Goodrich *12,* Boeke *1*).

e) *Budowa histologiczna.* — Zęby boczne zdradzają w szlifach poprzecznych istnienie środkowego jądra osteoidalnego, złożonego z dentyny, o licznych rozgałęzionych i wielkich kanałach miazgowych, skierowanych równolegle do długiej osi zęba (*K* na tabl. II, rys. 6). Średnica kanałów, znaczna u podstawy, zmniejsza się ku górze. Od wszystkich tych kanałów odchodzą kanaliki, ułożone mniej lub bardziej prawidłowo dookoła kanałów i występujące w większej ilości na ich zagięciach (*k* na tabl. II, rys. 6) i na końcach.

Jądro osteoidalne otoczone jest dentyną warstwy zewnętrznej, do której idą od położonych bardziej obwodowo kanałów wymienionego jądra osteoidalnego kanały miazgowe cieńsze, skierowane prostopadle do kanałów jądra. Dają one na całej swej długości odgałęzienia boczne, związane ze sobą połączeniami, których prześledzenie nie zawsze jest jednak możliwe. Częściowo tylko leżą one w płaszczyźnie przekroju. Zarysy kanałów przeważnie dają linie łamane lub przerywane idąc na ogół promienisto ku powierzchni zęba (*K* na tabl. III, rys. 1). Od tych kanałów warstwy zewnętrznej odchodzą liczne, nadzwyczaj cienkie, długie delikatne kanaliki, ułożone dookoła kanałów miazgowych i występujące liczniej na ich końcach i na zagięciach, gdzie rozwidlają się na kształt puszystych pędzelków w sposób bardzo złożony (*P*, tabl. III, rys. 1).

W niektórych przekrojach poprzecznych przez część środkową zęba pomiędzy systemem kanałów i kanalików zjawiają się niekiedy jasne wstęgi cementu. Kształty wstęg są dość różnorodne; zawierają one liczne niewielkie osteoplasty o zarysach nieprawidłowo kanciastych. Wymienione utwory cementowe w środkowych częściach zęba są bardzo wąskie, odosobnione i kształtu nieregularnego, ku podstawie zaś zęba liczba ich się zwiększa, łączą się ze sobą i stają się coraz szersze, dentyna natomiast powoli zanika. U podstawy zęba brak warstwy zewnętrznej dentyny, występującej w środkowej i górnej części zęba; znajdujemy tu dentynę jądra osteoidalnego, zawierającą miazgowe kanały szerokie i kanaliki oraz wstawione między układami dentyny bardzo grube warstwy cementu o budowie blaszkowatej koncentrycznie względem kanałów. Cement zawiera tu również bardzo liczne osteoplasty (*c*, tabl. III, rys. 2).

Dentyna zęba *Holodus sanctacrucensis* jest analogiczna do dentyny opisanej przez Pandera w ząbkach płytki zębowej u *Dipterus verneuili* (por. *47*, tabl. V, rys. 8).

W zębach *Holodus sanctacrucensis,* jak zaznaczyliśmy powyżej, znajdują się prawdziwe warstwy cementowe, położone między układami odosobnionymi czy też zespolonymi dentyny. Ułożenie ich nie wykazuje jednolitości. W budowie mikroskopowej kości skórnych naszego *Holodus* zarysowuje się typ kosmoidalny. Od zewnątrz pokryte są one szkliwem.

Przekroje poprzeczne kości wykazują doskonale, zwłaszcza w świetle spolaryzowanym, układy uwarstwionych blaszek kostnych lub też systemy blaszek o ułożeniu koncentrycznym. Tkanka kostna posiada tu charakter gąbczastej i obfituje w wielkie, wydłużone jamki kostne (osteoplasty), wysyłające kanaliki, z których poprzeczne są bardzo długie (tabl. IV, rys. 1); osteoplasty skierowane są zawsze odpowiednio do ułożenia blaszek kostnych.

f) *Uwagi ogólne.* — Dolna szczęka *Holodus sanctacrucensis* z uwagi na budowę morfologiczną wykazuje pewne podobieństwo do szczęki odpowiedniej u *Holodus kiprianovi (47).* Różni się jednak od niej znacznie większymi rozmiarami i liczbą zębów. Dentale u *Holodus kiprianovi* posiada tylko trzy pary ząbków w kształcie stożkowatych guzków; jedna położona jest obok symfizy, dwie zaś pozostałe są umieszczone na zewnętrznym brzegu tylnej części dentale. Prócz tego posiada on zęby stożkowate, położone na brzegach szczęk nie w dwóch szeregach, lecz w jednym.

Opisywany gatunek zbliżony jest bardziej do *Holodus (Archaeotylus) ignotus (40).* Ten ostatni różni się od okazu pochodzącego z Gór Świętokrzyskich mniej wydłużonym kształtem płytek zębowych, większą liczbą ich oraz nieregularnym rozkładem zębów stożkowatych.

Co się tyczy stanowiska rodzaju *Holodus* w układzie systematycznym, to zaliczano go powszechnie do *Dipteridae.* Niektóre cechy anatomiczne przemawiają istotnie na korzyść bliskiego pokrewieństwa pomiędzy rodzajami *Holodus* i *Dipterus:* oba te rodzaje posiadają dentale o podobnych kształtach i budowie; spleniale i postspleniale przesunięte są na brzuszną zewnętrzną powierzchnię szczęki; wygięcie kości uzbrojonych w szerokie zęby na zewnątrz[1], niemal poziome położenie przedniej części żuchwy, dzięki czemu dolna szczęka *Holodus* i *Dipterus* jest płaska i niewysoka, wreszcie obecność jamy bocznej, położenie angulare i jego stosunek do sąsiednich kości, położenie gularia itp.; praecoronoideum oraz przednia część kości intercoronoideo-praearticulare u *Holodus sanctacrucensis,* podobnie jak i przednia część praearticulare *(68)* u *Dipterus platycephalus,* przybierają położenie prawie poziome.

Z powodu wyżej wymienionych dwóch właściwości szczęka dolna rodzajów *Holodus* i *Dipterus* jest płaska i niewysoka.

Po dokładniejszym porównaniu spostrzegamy jednak, że mimo cech wspólnych rodzaje te mają też cechy odrębne, a mianowicie: dentale jest nieco dłuższe u *Holodus* i posiada uzębienie; seria kości coronoidea rozwinięta jest pełniej, istnieją tu zęby boczne, płytkom zaś zębowym brak typowych dla *Dipteridae* grzebieni, odchodzących promienisto od brzegu wewnętrznego, skierowanych zaś wachlarzowato na zewnątrz.

Różnice w budowie morfologicznej szczęki dolnej rodzajów *Holodus* i *Dipterus* (właściwie wszystkich dwudysznych) polegają na zaniku zębów bocznych. Zanik ten zależny jest ściśle od zmiany rodzaju pożywienia czy też od zmiany warunków życia. Z utratą zębów wiąże się zanik kości szczęki dolnej, która podlega skróceniu. Zjawisko to jest widoczne, gdy porównamy budowę dolnej szczęki (rys. 2 w tekście) *Holodus, Dipterus* i *Ceratodus (Neoceratodus).* Widzimy, że *Holodus* posiada dość dobrze wykształcone dentale, zaopatrzone w zęby; kości serii koronoidowej są rozwinięte i posiadają stożkowate zęby boczne; płytki zębowe są gładkie.

Dipterus (podobnie jak *Palaedaphus)* posiada krótkie dentale, pozbawione zębów . Seria koronoidów jest zredukowana i brak jest zębów bocznych; płytki zębowe są zaopatrzone w grzebienie.

Ceratodus (Neoceratodus) odznacza się dalej posuniętą redukcją dentale i kości serii koronoidów, aż do całkowitego zaniku; zębów bocznych brak; płytki zębowe posiadają promieniste grzebienie.

Co się tyczy płytek zębowych, to ulegają one zmianom u poszczególnych rodzajów ryb dwudysznych, zależnie od specjalizacji. Ponieważ *Holodus* wykazuje mniejszy stopień specjalizacji niż inne *Dipnoi,* charak-

[1] Praearticulare u *Dipterus platycephalus (68).*

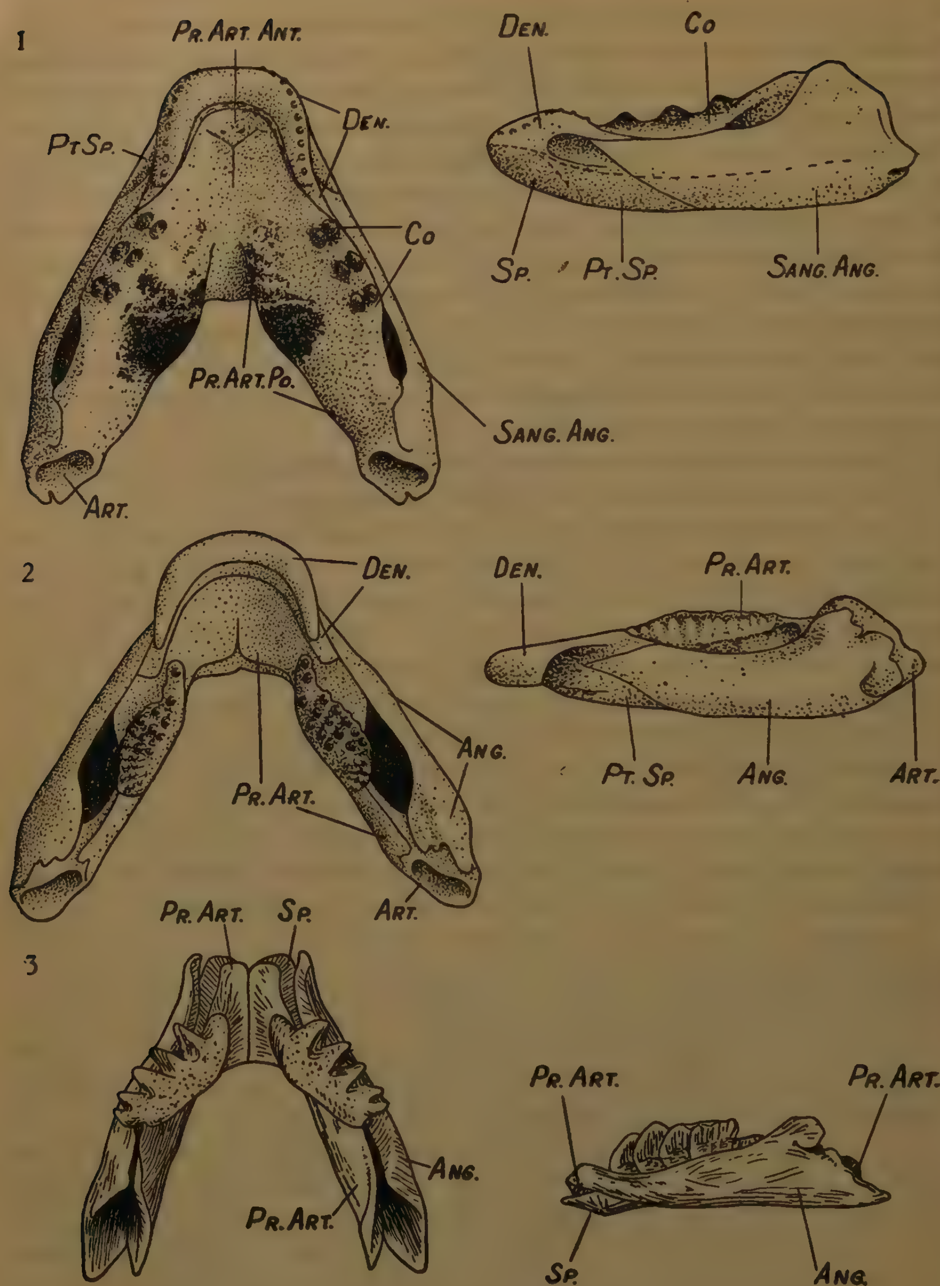


Fig. 2

Dolne szczęki ryb dwudysznych — Mâchoires inférieures des poissons dipneustes

1. *Holodus sanctacrucensis;* 2. *Dipterus platycephalus;* 3. *Ceratodus forsteri (Dipterus* i *Ceratodus* wg Watsona i Gilla, 1923, s. 208, rys. 13 — *Dipterus* et *Ceratodus* d'après les figures de Watson et Gill, 1923, p. 208, fig. 13)

terystyczne jego cechy podkreślają wyraźniej pokrewieństwo, zachodzące pomiędzy *Crossopterygii, Dipnoi* i *Tetrapoda,* ujętymi w większą jednostkę — *Choanata (52, 53).*

Rozpatrując budowę szczęk dolnych u przedstawicieli *Crossopterygii* i porównując je z opisywanym okazem *Holodus* widzimy, że złożone są one z zasadniczych składników kostnych, ściśle sobie odpowiadających, inaczej mówiąc, ściśle homologicznych. Watson i Gill *(68)* wskazują na istotne różnice budowy dolnych szczęk *Dipterus* i *Osteolepis,* polegające na braku u pierwszego rodzaju serii kości coronoidea, zaopatrzonych w zęby boczne, i na słabym rozwoju serii dentale, która jest pozbawiona uzębienia. Właściwości te, typowe dla *Osteolepis,* odnajdujemy również u *Holodus.* Ostatni wyróżnia się tylko kształtem nieco skróconej kości dentale, występowaniem zagłębienia bocznego[2] oraz umiejscowieniem spleniale i postspleniale na brzusznej powierzchni szczęki. Ostatnie dwie cechy zbliżają rodzaj *Holodus* do *Labyrinthodontae.*

Watson *(66, 67)* w pracach swych, poświęconych budowie szczęki dolnej pierwotnych *Labyrinthodontae,* wskazuje na występowanie jamy Meckela u *Bothriceps.* Z drugiej zaś strony Säve-Söderbergh *(53),* po zbadaniu wyższych *Labyrinthodontae,* przyszedł do wniosku, że cechuje je, między innymi, przesunięcie kości spleniale i postspleniale na powierzchnię zewnętrzną niewysokiej i stosunkowo płaskiej szczęki dolnej. Badania porównawcze zasadniczych składników kostnych szczęki dolnej u *Holodus* i przedstawicieli *Labyrinthodontae* dowodzą istnienia uderzających analogii w układzie kości.

Poruszając wreszcie sprawę synonimiki rodzajów *Holodus, Ganorhynchus, Dipnorhynchus* musimy stwierdzić, że budowa anatomiczna *Holodus* ma zasadnicze cechy typowe dla obu ostatnich rodzajów. Brak odpowiednich części szkieletowych oraz ułamkowy stan zachowania wewnętrznej (ustnej) powierzchni w sklepieniu czaszki *Ganorhynchus* i *Dipnorhynchus* utrudniają oczywiście głębsze badanie porównawcze. Jednakże ogólny plan budowy, wyrażony w zachowaniu się licznych składników anatomicznych, a więc: słaba redukcja kości szkieletu czaszki, brak wyraźnego skrócenia szczęk — nasuwają myśl o bardzo bliskim ich pokrewieństwie. Przemawia również za tym charakter ich uzębienia: zęby stożkowate u *Holodus,* słabo osadzone i z łatwością wypadające, są podobne do zębów u *Ganorhynchus,* płytki zaś zębowe gatunku świętokrzyskiego mają budowę właściwą płytkom *Dipnorhynchus.*

---

[2] Należy tu zaznaczyć, że bardzo podobne zagłębienie boczne występuje w szczęce dolnej u *Laccognathus panderi (Dendrodus biporcatus),* opisanego przez Grossa *(13, 16)* z dewonu bałtyckiego.

W każdym razie, dane badań Hillsa nad *Dipnorhynchus sussmilchi,* jak również szczegóły anatomiczne dostrzegane w wyżej opisanej szczęce dolnej wskazują w równym stopniu na bardzo pierwotną budowę wymienionych ryb. Mając liczne cechy szczątkowe, których nie spotyka się u *Dipteridae,* rodzaje *Holodus, Ganorhynchus* i *Dipnorhynchus* tworzą szczep całkowicie odosobniony i winny zajmować w systematyce miejsce niezależne jako rodzina *Holodontidae* nov. fam. Rodzina ta otrzymałaby następującą charakterystykę:

1. liczniejsze składniki kostne szkieletu głowy, rozmieszczone niekiedy niesymetrycznie,
2. występowanie otworu ciemieniowego,
3. kość operculum leży bardziej ku tyłowi, podobnie jak u *Osteolepis,*
4. brak większego skrócenia szczęk, związany ze słabym stopniem redukcji kości szkieletu głowy,
5. uzębienie składające się z zębów stożkowatych i z płytek zębowych, nie posiadających grzebieni promienistych (zębów wachlarzowatych).

B. Rodzaj *Dipterus* Sedgwick & Murchison

a) *Dipterus* sp. *A* (p. tabl. II, rys. 3)

W zbiorze znajduje się jedna płytka szczęki dolnej stosunkowo wysoka, ścięta od strony wewnętrznej. Jej zgrubiała część środkowa jest zaokrąglona i gładka, tylna — płaska, przednia zaś i zewnętrzna zaopatrzone są w grzebienie promieniste w liczbie pięciu, pokryte zaokrąglonymi lub wydłużonymi ząbkami o stosunkowo małych rozmiarach. Dwa pierwsze grzebienie (przednie) pozbawione są ząbków.

Występowanie grzebieni wyłącznie w częściach przedniej i zewnętrznej płytki, mała ich liczba oraz charakter ząbków upodabniają tę płytkę do płytki *Dipterus murchisoni,* znalezionej przez Pandera w górnym dewonie Rosji. Rozmiary tej ostatniej są jednak mniejsze i posiada ona grzebienie nieco cieńsze.

Płytka zdaje się należeć do nowego gatunku, niestety, jest ona niekompletna. Pochodzi z góry Wietrznia pod Kielcami, z wapienia z *Rhynchonella coronula* Dreverm.

b) *Dipterus* sp. *B* (p. tabl. II, rys. 4)

Płytka ma ślady starcia przez zużycie; przedni i zewnętrzny jej brzeg są ułamane. Jest to płytka szczęki górnej, stosunkowo płaska, o kształcie nieprawidłowo trójkątnym. Posiada ona pięć grzebieni, z tych piąty jest słabiej rozwinięty. Grzebienie te na tylnych swych odcinkach są

zlane ze sobą i ząbki występują tylko na odcinkach przednich. Ząbki w liczbie 3—4 na każdym grzebieniu posiadają duże rozmiary i ściśnięte są z boków. Dzięki starciu, niektóre z ząbków są bardzo płaskie i mają zlane ze sobą podstawy.

Wymieniona płytka jest nieco podobna do płytki *Dipterus verneuili* *(47)*, pochodzącej z górnego dewonu Rosji. Odróżnia się od niej mniej wyraźnymi grzebieniami oraz mniejszą liczbą ząbków, tworzących grzebienie, i gładką powierzchnią części tylnej.

Płytka tego okazu jest również bardzo zbliżona do płytek *Dipterus mordax* Eastm. *(8)*, różni się jednak od nich większymi rozmiarami ząbków. Pochodzi z wapienia z *Rhynchonella (Hypothyris) procuboides* Sow. z Karczówki pod Kielcami.

C. Rodzaj *Conchodus* M'Coy

Conchodus elkneri n. sp. (p. tabl. II, rys. 5; tabl. IV, rys. 2)

Płytki szczęki górnej spłaszczone i stosunkowo dużych rozmiarów. Długość płytki wynosi 36 mm, szerokość 21 mm.

Jej przednia część jest nieco szersza, zaokrąglony zaś brzeg przedni wydłuża się stopniowo w kierunku ku brzegowi wewnętrznemu. Natomiast część tylna jest zwężona i posiada brzeg prostolinijny. Brzeg wewnętrzny płytki jest również prosty i ponadto mocno zgrubiały; brzeg zewnętrzny tworzy łagodną esowatą krzywiznę. Powierzchnia oralna jest gładka i w środku wklęsła. Na brzegach przednim i zewnętrznym płytki występuje 7 krótkich, płaskich, kolejno w kierunku ku brzegowi tylnemu płytki coraz mniejszych grzebieni. Dwa przednie grzebienie są zaokrąglone, ku tyłowi płytki zlewają się i tworzą wyraźne zgrubienie, ciągnące się wzdłuż brzegu wewnętrznego płytki.

Płytka *Conchodus elkneri* zbudowana jest z syndentyny o stosunkowo cienkich kanałach miazgowych (tabl. IV, rys. 2), skierowanych ku powierzchni żującej. Od kanałów tych odchodzą liczne delikatne kanaliki, ułożone prostopadle dookoła kanałów i występujące liczniej na ich końcach i zagięciach. Ku podstawie płytki kanały i kanaliki stają się szerokie i leżą w tkance o charakterze przejściowym i budowie meandrycznej, wreszcie przechodzą w tkankę kostną o niewielkich osteoplastach.

Znaleziony okaz przypomina z kształtów płytkę *Conchodus jerofejewi* Pander *(47)* z górnego dewonu Rosji. Ostatnia posiada jednak dłuższe i wyraźniej zaznaczone grzebienie, występujące w mniejszej liczbie.

Okaz znaleziony przez J. Czarnockiego we wsi Lipowa, na pn. od Opatowa.

UWAGI STRATYGRAFICZNE I PALEOEKOLOGICZNE

Rodzaj *Holodus* występuje w górnym dewonie Rosji środkowej (obwód orłowski) oraz w Niemczech (pochodzenie nieustalone). W Polsce okaz z rodzaju *Holodus* znaleziony został w dewonie górnym w warstwach zawierających według danych J. Czarnockiego: głowonogi *Manticoceras intumescens* i *Beloceras multilobatum* (fran z Kadzielni).

Rodzaj *Ganorhynchus* zjawia się po raz pierwszy w dewonie środkowym Niemiec (w tzw. poziomie Stringocephalus-Schichten w eifelu). Występowanie jego w górnym dewonie było zanotowane we Francji (fran z Boulonnais) i w Stanach Zjednoczonych (famen serii z Catshill i Chemung z Pensylwanii).

Dipnorhynchus występuje w dewonie środkowym Australii (New South Wales, Murrumbidgee River).

Z danych tych możemy wnioskować, że ryby te posiadają stosunkowo nieduży zasięg pionowy i cechuje je szerokie rozsiedlenie geograficzne.

Dipterus jest rodzajem bardzo pospolitym zarówno w dewonie środkowym, jak też i górnym. Znaleziony on został w Australii, Stanach Zjednoczonych, Szkocji, Belgii, na Łotwie, w Rosji itd. Ryby te były mieszkańcami wód ściśle lądowych a niekiedy lagun.

W Polsce przedstawiciele rodzaju *Dipterus* występują w dewonie górnym (Wietrznia) wspólnie z *Holoptychius giganteus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Holonema radiatum* Obr. i innymi.

Rodzaj wreszcie *Conchodus* zjawia się w Niemczech w dewonie środkowym (tzw. Crinoidenschichten w eifelu). W Szkocji (Elgin), na Łotwie, w Rosji (b. obwód orłowski i leningradzki) występuje on w dewonie górnym. W Polsce *Conchodus* znaleziony został w dewonie środkowym na północ od Opatowa (Lipowa).

Z powyższych danych oraz na podstawie badania ogólnego składu ichtiofauny wynika, że fauna ryb Gór Świętokrzyskich nie jest jednolita; są to zarówno postacie właściwe osadom morskim, jak też i słodkowodnym. Znajdujemy je w warstwach odpowiadających tym samym warunkom życiowym na wschodzie — w Rosji, niektóre zaś na zachodzie — w Niemczech. Charakter mieszany fauny ryb utworów górnego dewonu Polski ma znaczenie tym większe, że różnice pomiędzy ogólnym składem górnodewońskiej fauny ryb na wschód i na zachód od Polski są tak duże, że trudno je ze sobą zestawić.

Z powyższych powodów dla celów synchronizacji i określenia panujących wówczas czynników ekologicznych, które wpływały na skład ichtiofauny i jej rozsiedlenie, niezbędna jest analiza zespołów ichtiofaunistycz-

nych, występujących w różnych warunkach życiowych w utworach górnego dewonu Rosji, Estonii, Łotwy i Niemiec.

Badania D. Obruczewa *(43, 44)* oraz Heckera *(26, 27)* pozwoliły na rozróżnienie w dolnych ogniwach piętra frańskiego tzw. głównego pola dewońskiego Rosji (pn.-zach. część) dwu poziomów: 1° dolnego — gliniasto-piaszczystego, zawierającego nieliczne szczątki ryb: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Asterolepis radiata* Rohon, *Holoptychius,* oraz 2° górnego — wapiennego z fauną: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Chelyophorus, Rhynchonella livonica* Buch, *Spirifer muralis* Vern., *Estheria* sp.

Cechą charakterystyczną dla warstw pierwszego poziomu, wyodrębnionego przez Obruczewa pod nazwą „podśnietogórskiego" jest zjawienie się po raz pierwszy składników fauny górnego dewonu *(Bothriolepis, Holoptychius)* wśród elementów fauny środkowo-dewońskiej. Wymieniony autor zalicza warstwy podśnietogórskie do facji platformy brzegowej. Natomiast warstwy poziomu górnego — śnietogórskiego cechuje obecność przedstawicieli wyłącznie górnodewońskich i warstwy te należy traktować jako warstwy facji brzeżnej, lecz podwodnej. Według Heckera *(27)* skały wapienne tego poziomu cechuje obecność *MgO,* charakterystycznego dla warstw morskich i lagunowych, które powstają w wodach stojących, mocno aż do dna przegrzanych.

Dobrze odsłonięte warstwy śnietogórskie i podśnietogórskie dają się prześledzić nad rzeką Wielikaja poniżej Pskowa, koło jeziora Pskowskiego, wreszcie nad rzekami Ługa i Oriedież[3]. Wszędzie tam w skład warstw śnietogórskich wchodzą dolomity i margle. Ku wschodowi jednak zmienia się charakter litologiczny tych warstw i utwory wapienne przechodzą w piaskowce i gliny (rzeka Siaś). Ku zachodowi natomiast warstwy śnietogórskie ciągną się w postaci utworów wapiennych, sięgających Łotwy i Estonii.

Na warstwach śnietogórskich obszaru głównego pola dewońskiego leżą pskowskie warstwy wapienno-gliniaste o faunie: *Spirifer muralis* Vern., *Ladogia (= Rhynchonella) meyendorfi* Vern., *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus mironovi* Obr., *Ptyctodus obliquus* Pand., *Holoptychius* sp. *(26).*

Hecker zaznacza przy tym, że szczątki ryb w tych warstwach napotykane są rzadko. Związane to jest oczywiście ze spotęgowaniem trans-

[3] Późniejszych prac D. Obruczewa, poświęconych dokładnym opisom tych profilów i ich fauny, nie można było, niestety, dostać.

Hecker, Philippowa, Barkhatowa *(26)* w pracy nad osadami głównego pola dewońskiego podają faunę ryb warstw śnietogórskich w sposób następujący: *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus, Ptyctodus obliquus* Pander, *Osteolepis, Glytolepis, Dipterus.*

gresji morza, nie sprzyjającej rozwojowi fauny wymienionych rodzajów ryb.

Powyżej leżą warstwy: czudowskie, szełońskie, świnordskie, ilmeńskie i bureskie. Zawierają one obfitą faunę brachiopodów. Badania Heckera ustaliły, że morze w wieku pskowsko-czudowskim oraz w świnordskim i bureskim miało zasięg najszerszy, w wieku zaś szełońskim (utwory lagunowe) i ilmeńskim morze ustępuje. W odsłonięciach nad rzeką Siaś brak nawet ponad warstwami czudowskimi warstw pochodzenia morskiego. Odsłaniają się tu potężne serie pstrych warstw lądowych oraz lagunowych. Ujawnia się tu wyraźnie charakter ściśle kontynentalny, podobnie jak i lagunowy. Populacja wykazuje w swym składzie wyraźną przewagę form kontynentalnych. Z dolnej części tych serii pochodzi ichtiofauna: *Psammosteus megalopteryx* Trautsch., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus trautscholdi* East., *Coccosteus* sp., *Holonema radiatum* Obr., *Gyroplacosteus panderi* Obr., *Holoptychius giganteus* Ag., *Eusthenopteron wenjukovi* Rohon, *Osteolepis* (?) sp., *Dipterus verneuili* Pander *(26, 43, 44)*.

Zupełnie odmienny charakter mają osady tzw. środkowego pola dewońskiego (Woroneż, obwód orłowski), które jednocześnie z tzw. polem głównym objęte było transgresją (rozciągnęła się ona również i na część pośrednią — obszar moskiewski). Głębokie morze obszaru środkowego zostawiło osady o charakterze bardzo jednostajnym, nie zdradzającym różnorodności facji [4]. Wśród osadów dolnej połowy dewonu górnego (fran) wyróżniono tu dwa poziomy: warstwy szczygrowskie, zawierające według Naliwkina *Spirifer fimbriatus* Conr., *Camarothoechia aldoga* Nal. oraz warstwy semiłuckie ze *Spirifer disjunctus* Sow. Na podstawie zestawień faunistycznych Hecker i inni autorzy synchronizują warstwy szczygrowskie z warstwami pskowsko-czudowskimi pola głównego. Warstwy natomiast wyżej położone w przekroju pola środkowego — semiłuckie uważają oni za odpowiadające pod względem stratygraficznym warstwom szełońskim, świnordskim, ilmeńskim i bureskim. Podkreślając zarówno obfitość fauny bezkręgowców w warstwach semiłuckich i odpowiadających im świnordskich, jak też występowanie trylobitów i głowonogów w warstwach semiłuckich, Hecker dochodzi do wniosku, że w tym właśnie okresie istniał pomiędzy morzem dewonu rosyjskiego a morzem otwartym związek najściślejszy.

Jak już wspomniałam wyżej, warstwy śnietogórskie, wykształcone litologicznie w części zachodniej obwodu leningradzkiego w postaci utwo-

---

[4] Dane dotyczące się rozsiedlenia ichtiofauny w tych utworach są bardzo nieliczne.

rów wapiennych, ciągną się dalej ku zachodowi, gdzie wychodnie ich występują w Estonii i na Łotwie. Botriolepisowe margle z Kokenhusen (Łotwa) Gross *(16, 21)* uważa za odpowiadające warstwom śnietogórskim i podśnietogórskim Rosji. Fauna odsłonięcia w Inflantach zawiera formy: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Eusthenopteron säve-söderberghi* Jarvik, *Chelyophorus verneuili* Ag., *Glyptopomus rolandi* Gross, *Coccosteus* sp., *(?mironovi), Dipterus secans* Gross, *D. tuberculatus* Pander, *Glyptolepis* sp., *Gl. baltica* (?) Gross, *Latvius (Osteolepis) grewingki* Gross, *Rhadinichthys* cf. *devonicus* Clarke *(16, 21, 36)*.

Warstwy tego obszaru, zawierające również resztki roślin, skorupy *Estheria membranacea* Pacht, oraz *Lingula* sp. tworzyły się według Krausa (1930) i Grossa *(16, 18)* w warunkach lagunowych, natomiast wyżej położone warstwy z *Ptyctodus obliquus* Pander mają charakter utworów morskich. Górny wreszcie zespół utworów dolomitowych Gross synchronizuje z warstwami dolnymi serii pstrych utworów rzeki Siaś, leżących na warstwach czudowskich. W licznych odsłonięciach występują gatunki wspólne: *Psammosteus falcatus* Obr., *Onchus laevis* Gross, *O. tenuispinus* Gross, *Coccosteus (trautscholdi?)* Eastm, *Bothriolepis panderi* Lah., *B. ornata* (?) Eichw., *B. maxima* Gross, *Taeniolepis speciosa* Gross, *Dipterus* cf. *marginalis* Ag., *Holoptychius nobilissimus* Ag., *H. giganteus* Ag., *H.* cf. *flemingi* (?) Ag., *Polyplocodus wenjukovi* Rohon.

W Estonii i na Łotwie skład fauny ryb i charakter osadów w utworach wieku frańskiego świadczą więc o różnorodności facji, co jest typowe dla płytkiego morza obszaru głównego pola dewońskiego Rosji.

Odpowiednie utwory Niemiec w związku z większą głębokością basenu mają całkiem odmienny zespół ichtiofauny. Warstwy manticocerasowe *(Manticoceras intumescens, M. cordatum, M. carinatum, Beloceras multilobatum)* w Wildungen i Bicken zawierają następującą faunę: *Ceratolepis stensiöi* Gross, *Pholidosteus bidorsatus* v. Koenen, *Ph. pygmaeus* Gross, *Ph. laevior* Gross, *Pachyosteus bulla* Jkl., *Rhinosteus traquairi* Jkl., *Leiosteus concavus* Gross, *Leptosteus bickensis* v. Koenen, *Belosteus major* Gross, *B. pusillus* Gross, *Brachyosteus dietrichi* Gross, *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B. scaber* v. Koenen, *B. grandis* Gross, *Oxyosteus magnus* Gross, *O. rostratus* Gross, *Aspidichthys ingens* v. Koenen, *Epipetalichthys wildungensis* Jkl., *Rhynchodus tetrodon* Jkl., *Jagorina pandora* Jkl., *Cladodus wildungensis* Jkl., *Onychodus jaekeli* Gross, *Diplocercides kayseri* v. Koenen, *D. jaekeli* Stensiö, *Devonosteus proteus* Jkl., *Chirodipterus wildungensis* Gross, *Rhadinichthys* cf. *devonicus* Clarke, *R.* cf. *antiquus* Williams *(17, 22)*. Są to formy typowo morskie; nie mamy tu ani jednego przedstawiciela wód słodkich.

W wymienionym zespole brak typowych dwudysznych — *Dipteridae* oraz takich rodzajów jak *Bothriolepis, Holoptychius, Psammosteus,* występujących w górnym Old Redzie. Najbardziej znamiennymi w nim są endemiczne postacie o swoistej budowie morfologicznej i histologicznej: *Brachydirus, Oxyosteus, Pholidosteus, Leptosteus, Leiosteus,* olbrzymie *Aspidichthys ingens* i in.

Różnice, zachodzące pomiędzy składem ichtiofauny górnego dewonu na zachodzie i odpowiednich utworów na wschodzie, powstałe wskutek odmiennych warunków fizyczno-geograficznych, ulegają na obszarze Gór Świętokrzyskich zanikowi, gdyż występują tu postacie typowe dla obu powyższych zespołów.

Utwory, należące do górnego dewonu Gór Świętokrzyskich, składają się według J. Czarnockiego z wapieni, z którymi podrzędnie związane są łupki bitumiczne (Wietrznia). W całej serii dewonu górnego J. Czarnocki wyróżnia trzy poziomy [5]:

I. Najniższe warstwy z *Rhynchonella (Hypothyris) procuboides* Kayser. Są to wapienie koralowe, z wkładkami margli, zawierających faunę ryb.

II. Wapienie płytowe i masywne z *„Rhynchonella“ coronula* Drew., z wkładkami łupków bitumicznych.

III. Wapienie z fauną mieszaną z *Rhynchonella (Hypothyris) cuboides* Sow. i głowonogowe z *Manticoceras intumescens* Beyr.

Trzy wymienione poziomy z odsłonięć gór Wietrznia i Kadzielnia (pod Kielcami), a szczególnie dwa ostatnie, zawierają, jak tego dowodzą zbiory J. Czarnockiego, dość bogatą faunę ryb. Resztki ryb z łupków dolnego poziomu są w zbiorach mniej liczne. Uległy one mocnemu zwietrzeniu, rozsypują się, bądź też są one dobrze zachowane, lecz, niestety, w ułamkach.

Stwierdziłam występowanie w warstwach dolnego poziomu: *Onychodus* cf. *jaekeli* Gross, *Onychodus* sp., *Glyptolepis* sp., *Osteolepis* sp., *Dipterus* sp., *Rhynchodus* sp.

Fauna powyższa, złożona z przedstawicieli morskiego dewonu Niemiec (*Onychodus jaekeli,* O. sp., *Rhynchodus* sp.) zawiera również w dużej ilości szczątki *Osteolepis* i *Glyptolepis*. Obfite występowanie tych przedstawicieli *Choanata* jest typowe dla warstw środniodewońskich, powstających w zbiornikach lądowych i niekiedy w płytkich wodach morskich. W górnym dewonie są one mniej liczne i dostosowują się przeważnie do warunków lagunowych.

---

[5] G. Gürich utwory te dzielił na dwa poziomy: dolny — z *Rh. cuboides* oraz górny z *Manticoceras intumescens (25a)*. — J. Samsonowicz dzieli je również w ten sam sposób *(49)*.

Rodzaj *Onychodus* według Stensiö *(61)* znany jest zarówno w środkowym, jak i w górnym dewonie. Co się tyczy *O. jaekeli,* jest to gatunek górnodewoński, opisany niedość wyczerpująco. Ma on cechy zbliżone do środkowo-dewońskiego gatunku *O radicosus.*

Z wymienionych danych faunistycznych wynika, że warstwy, występujące bezpośrednio w spągu utworów dewonu górnego, posiadają ichtiofaunę o charakterze górno-dewońskim, niezbyt jasno wyrażonym. Ichtiofauna tych warstw, typowo mieszana o skąpej liczbie rodzajów, świadczy o tworzeniu się tych warstw wśród warunków lagunowych.

Nadległy kompleks wapieni płytowych z *Rhynchonella coronula* Drew., przewarstwionych z łupkami bitumicznymi, zawiera ichtiofaunę znacznie obfitszą. Występują tu: *Ptyctodus obliquus* Pander, *P. czarnockii* Gor., *Diplocercides kayseri* v. Koenen, *Rhadinichthys* cf. *devonicus* Clarke, *Onychodus jaekeli* Gross, *Holoptychius giganteus* Ag., *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis* sp., *B. panderi* Lah., *B.* cf. *maxima* Gross, *Holonema radiatum* Obr., *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B.* sp., *Dipterus, Osteolepis* sp.

W tym zespole stwierdzamy również występowanie postaci dewonu reńskiego. Są to gatunki następujące: *Rhadinichthys* cf. *devonicus, Onychodus jaekeli, Brachydirus carinatus, B.* cf. *gracilis.* Poza tym znajdujemy tu także przedstawicieli dewonu rosyjsko-bałtyckiego, stanowiących nawet większą część fauny z Wietrzni. Są to: *Holoptychius giganteus, Psammosteus maeandrinus, Bothriolepis panderi, B. maxima*[6], *Holonema radiatum*[7], *Ptyctodus obliquus, Coccosteus trautscholdi* (?).

Występowanie poszczególnych postaci dowodzi jednak ścisłej zależności od zmian facjalnych basenu. Jak już zaznaczyliśmy wyżej, utwory wietrzniańskie składają się z wapieni, z którymi związane są kompleksy łupków bitumicznych; naprzemianległe ich ułożenie dowodzi zmienności warunków tworzenia się osadów. Owa zmienność czynników ekologicznych środowiska warunkowała występowanie tych czy innych postaci faunistycznych. Np. szczątki *Choanata (Osteolepis, Glyptolepis, Dipterus)* znajdują się wyłącznie w łupkach bitumicznych, zawierających także *Holoptychius giganteus, Bothriolepis panderi.* Natomiast *Brachydirus carinatus* i *B. gracilis* znaleziono w warstwach wapieni płytowych, tj. w poziomach morskich dowodzących istnienia stref głębinowych. *Onychodus,* forma bardziej zdolna do przystosowania się, występuje zarówno w wapieniach, jak też w łupkach bitumicznych.

---

[6] *Bothriolepis maxima* — gatunek właściwy wyłącznie dla dewonu bałtyckiego.

[7] *Holonema radiatum* występuje w dewonie Rosji.

OBSZAR NADREŃSKI (TERRITOIRE RHÉNAN)	*GÓRY Ś-TO KRZYSKIE (MTS. de S-TE CROIX)*	*OBSZAR BAŁTYCKI (TERRITOIRE BALTIQUE)*
WILDUNGEN, BICKEN	WIETRZNIA, KADZIELNIA	
		OLD RED GÓRNY (SUPÉRIEUR)
Aspidichthys ingens	*Aspidichthys ingens*	
Pholidosteus bidorsatus	*Pholidosteus bidorsatus*	
Brachydirus scaber	*Brachydirus scaber*	
Brachydirus grandis	*Brachydirus* cf. *grandis*	
Pachyosteus bulla	*Pachyosteus bulla*	
Oxyosteus magnus	*Oxyosteus magnus*	
Leiosteus concavus	*Leiosteus*	
Leptosteus bickensis		
etc.		
	Bothriolepis panderi	*Bothriolepis panderi*
		Coccosteus trautscholdi
	Holoptychius giganteus	*Holoptychius giganteus*
		Holoptychius nobilissimus
	Holonema radiatum	*Holoptychius flemingi*
	Dipterus cf. *murchisoni*	*Dipterus marginalis*
		OSADY MORSKIE (SÉDIMENTS MARINS)
	Eusthenopteron	
	Diplocercides	
	Ptyctodus czarnockii	
	Ptyctodus obliquus	*Ptyctodus obliquus*
	Onychodus jaekeli	
	Rhadinichthys cf. *devonicus*	
		MARGLE (MARNES) z (à) *Bothr. cell.*
	Rhynchodus	*Psammosteus maeandrinus*
		Bothriolepis cellulosa
	Onychodus	*Coccosteus*
	Glyptolepis	*Eusthenopteron Save-Söd.*
		Chelyopterus cruculi
	Osteolepis	*Dipterus tuberculatus*
		Dipterus secans
	Dipterus	*Latvius grewingki*

<table>
<tr><th colspan="3">OBSZAR ROSYJSKI (TERRITOIRE RUSSE)</th></tr>
<tr><th colspan="2">POLE GŁÓWNE (CHAMP PRINCIPAL)</th><th>POLE CENTRALNE (CHAMP CENTRAL)</th></tr>
<tr><td>BUREGHI
Spirifer tenticulum</td><td rowspan="4">R. SIAŚ
Psammosteus megalopteryx
Bothriolepis panderi
Coccosteus trautscholdi
Holonema radiatum
Eusthenopteron wenjukovi
Holoptychius nobilissimus
Holoptychius giganteus
Dipterus verneuili</td><td rowspan="4">SEMIŁUKI
Spirifer disjunctus</td></tr>
<tr><td>ILMEN
Spirifer disjunctus</td></tr>
<tr><td>SVINORD</td></tr>
<tr><td>SHELON
Spirifer verneuili
Rhynchonella bifera</td></tr>
<tr><td colspan="2">TCHUDOVO
Camarotechia cf. aldoga
Spirifer muralis
Spirifer verneuili</td><td rowspan="4">STCHIGRY
Spirifer fimbriatus
Camarothoechia aldoga</td></tr>
<tr><td colspan="2">PSKOV
Ptyctodus obliquus
Coccosteus mironovi
Bothriolepis panderi
Spirifer muralis
Ladogia meyendorfi
Holoptychius
Psammosteus maeandrinus</td></tr>
<tr><td colspan="2">SNETNAJA
Psammosteus maeandrinus
Bothriolepis cellulosa
Chelyophorus
Rhynchonella livonica
Spirifer muralis
Estheria sp.</td></tr>
<tr><td colspan="2">SUBSNETNAJA
Bothriolepis cellulosa
Asterolepis radiata
Holoptychius</td></tr>
</table>

Obecność w utworach morskich przedstawicieli *Dipteridae* wraz z towarzyszącą fauną ryb świadczy o przenikaniu w pasie brzeżnym wkładek lagunowych w osady morskie.

Z punktu widzenia stratygraficznego ichtiofauna warstw II poziomu nie jest jednolita. Napotykamy tu *Ptyctodus obliquus, Bothriolepis panderi;* ryby te występują w warstwach pskowskich głównego pola dewońskiego Rosji. *Bothriolepis panderi* znajdowany bywał i w niższych warstwach serii pstrych utworów rzeki Siaś. Poza tym gatunki: *Holonema radiatum, Holoptychius giganteus* należą też do fauny warstw szełońskich *(43)*. Wreszcie *Bothriolepis maxima* i *Psammosteus maeandrinus* występują w dewonie bałtyckim również w warstwach równorzędnych warstwom szełońskim, w Estonii i na Łotwie.

Możemy więc przeprowadzić analogię pomiędzy warstwami II poziomu Gór Świętokrzyskich a warstwami pskowskimi, czudowskimi i szełońskimi, tworzącymi znaczną część profilu dolnej połowy górnego dewonu tzw. głównego pola Rosji. Na podstawie składu ichtiofauny możemy również wnioskować, że facja morska Gór Świętokrzyskich, stanowiąca odpowiednik warstw szełońskich, uległa w tym czasie spłyceniu. Wobec powyższego ustępowanie morza na obszarze Gór Świętokrzyskich i w obrębie głównego pola dewońskiego w Rosji było jednoczesne.

Najwyższy poziom utworów franu stanowią, według J. Czarnockiego, wapienie z głowonogami *Manticoceras intumescens*. Warstwy te zawierają następującą ichtiofaunę: *Aspidichthys ingens* v. Koenen, *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B. scaber* v. Koenen, *Oxyosteus* sp., *Pholidosteus bidorsatus* v. Koenen, *Brachydirus grandis* Gross, *Pachyosteus bulla* Jkl. *Leptosteus* sp.

Fauna ta, złożona z gatunków dewonu reńskiego, nie zawiera żadnych elementów płytkiego dewonu rosyjsko-bałtyckiego. Zjawisko to pozostaje w związku z ponownym i większym osiadaniem podłoża. Głębsze osady wapienne goniatytowe i trylobitowe tworzyły się w warunkach sprzyjających życiu olbrzymich *Aspidichthys ingens,* jak też i takich postaci jak *Brachydirus scaber, Pholidosteus bidorsatus* i innych. Należy podkreślić, że badania Bryanta *(2)* oraz Grossa *(14, 15)* stwierdziły występowanie rodzajów z Wildungen, a mianowicie — *Leptosteus* i *Oxyosteus,* również w tzw. Intumescens-Schichten (Portage) Ameryki Północnej (New York). Postacie reńskie znajdowane obok gatunku *Manticoceras intumescens* mogą więc służyć jako cecha charakterystyczna tej strefy.

Na warstwach, zawierających *Aspidichthys ingens,* kończy się u góry profil dolnej części górnego dewonu Gór Świętokrzyskich. Według J. Czarnockiego leżą na nich fameńskie warstwy cheilocerasowe (Kadzielnia).

Ogólnie biorąc można na podstawie obecnych danych przypuszczać, że omawiane utwory III poziomu odpowiadają pozostałym warstwom górnym (świnordzkim, ilmeńskim, bureskim) części dolnej górnego dewonu głównego pola dewońskiego Rosji.

Opierając się na tym musimy zaznaczyć, że największa transgresja wieku frańskiego na obszarach obecnych Gór Świętokrzyskich oraz na obszarach głównego i centralnego pola dewońskiego Rosji wystąpiła równocześnie. Jeśli przyjąć, że występowanie poszczególnych zespołów fauny w odpowiednich warstwach tych obszarów zachodziło jednocześnie, to zestawienie [8] ichtiofauny może być ujęte w wyżej podany schemat (por. s. 76 i 77).

Z powyższego wynika, że ruchy morza frańskiego na obszarze Gór Świętokrzyskich były dość skomplikowane. Pozostawiły one piętno na faunie ryb bytujących w tym morzu; w związku ze zmiennością warunków życiowych i osadów fauna ta wykazuje wielką różnorodność. Bardziej szczegółowe opracowanie ichtiofauny i zestawienie jej z fauną bezkręgowców oraz badania w terenie powinny wyjaśnić sprawy wątpliwe i pozwolić na przeprowadzenie w przyszłości ściślejszej synchronizacji poszczególnych warstw górnego dewonu.

LITERATURA — OUVRAGES CONSULTÉS

1. BOEKE J. Freie Nervenendingungen und Endorgane sensibler Nerven. In Bolk, Göppert, Kallius, Lubosch: Handbuch d. vergl. Anat. d. Wirbeltiere, Bd. 2. Berlin & Wien, 1934.
2. BRYANT W. A new Coccosteus from the Portage shale of Western New York. N. Y. St. Mus. Bull. No. 281. 1929.
3. BYSTROW A. P. Deckknochen und Zähne der Osteolepis und Dipterus. Acta Zool. Bd. XIII, 1942.
4. COPE E. D. On some new and little known Paleozoic Vertebrates. Proc. Amer. Philos. Soc. XXX, 1892.
5. CZARNOCKI J. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich (La stratigraphie et la tectonique des Montagnes Świętokrzyskie). Prace TNW (Trav. Soc. Sc. Vars.), Nr 28, 1919.
6. DOLLO L. Sur la philogénie des Dipneustes. Bull. Soc. Belge de Géol., vol. IX, 1895.
7. DUTERTRE A. P. Les poissons dévoniens du Boulonnais. Bull. Soc. Géol. France (4), vol. XXX, 1930.
8. EASTMAN CH. Devonic Fishes of the New York formations. N. Y. St. Mus. Mem. 10. New York, 1907.
9. EICHWALD E. Lethaea Rossica, 1860.
10. ETHERIDGE R. The cranial buckler of a Dipnoan Fish, probably Ganorhynchus, from the Devonian beds of the Murrumbidgee River. New South Wales. Rec. Austr. Mus. Sydney, vol. VI, 1906.

---

[8] Na podstawie prac Heckera, Obruczewa, Grossa i Jarvika.

11. FRITSCH A. Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens, 1895.
12. GOODRICH E. S. On the cranial roofing bones in the Dipnoi. Journ. Linn. Soc. London, Zool., vol. XXXVI, Nr. 241, 1925.
13. GROSS W. Die Fische des mittleren Old Red Süd-Livlands. Geol. u. Palaeont. Abh. Bd. 18, H. 2, 1930.
14. GROSS W. Die Arthrodira Wildungens. Geol. Paläeont. Abh. 19, 1932.
15. GROSS W. Ein Wildungener Arthrodire in Nord America. Palaeont. Zschr. Bd. 14, 1932.
16. GROSS W. Die Fische des baltischen Devons. Palaeontographica 79. Abt. A. 1933.
17. GROSS W. Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, 154, 1933.
18. GROSS W. Zur Gliederung des baltischen Old Reds, 1934.
19. GROSS W. Über Allolepis longicornis und Brachydirus scaber. Zentrbl. f. Min. etc., 1934.
20. GROSS W. Neue Crossopterygier aus dem baltischen Oberdevon. Zentrbl. f. Min. etc., 1936.
21. GROSS W. Beiträge zur Osteologie baltischer und rheinischer Devon-Crossopterygier. Palaeont. Zschr. Bd. 18, 1936.
22. GROSS W. Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. H. 176, 1937.
23. GROSS W. Über das Spinale und die angr. Knochen der Brachythoraci. N. J. f. Min. etc. Beil. Bd. 79, Abt. B., 1938.
24. GROSS W. Ueber die Unterkiefer einiger devonischen Crossopterygier. Abh. Preuss. Akad. Wiss. Naturw. Kl., 1941.
25. GÜNTHER A. Description of Ceratodus. Phil. Trans., 1871.
25a. GÜRICH G. Das Paläozoicum im Poln. Mittelgebirge. Zap. Imp. St.-Pet. Min. Obsc. (Verh. Russ. Min. Ges.) 32, 1896.
26. HECKER R., PHILIPPOVA M., BARKHATOVA V. Deposits of the Main Devonian Field. Leningrad. Geol. a. Prosp. Trust Trans. Fasc. 2, 1932.
27. HECKER R. Zur Paläogeographie des Devons der Russischen Tafel. Isvest. Geogr. Ob. 66, H. 3, 1935.
28. HILLS E. G. On a primitive Dipnoan from the Middle Devonian rocks of New South Wales. Ann. Mag. Nat. Hist. Ser. 10, vol. XI, 1933.
29. HILLS E. G. The cranial roof of Dipnorhynchus sussmilchi. Rec. Austr. Mus. Sydney, vol. 21, 1941.
30. HOLMGREEN N., STENSIÖ E. Kranium und Visceralskelett der Akranier, Cyclostomen und Fische. In Bolk, Göppert, Kallius, Lubosch: Handb. d. vergl. Anat. d. Wirbeltiere, Bd. 4, Berlin & Wien, 1936.
31. HUSSAKOF L. Catalogue of types and figured specimens of foss. Vertebrates in the Amer. Mus. of Nat. Hist. Part I: Fishes. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. vol. XXV.
32. JAEKEL O. Über Pholidosteus n. g., die Mundbild. u. d. Körperf. der Placodermen. J. Ber. Ges. Naturf. Freunde. 1907.
33. JAEKEL O. Der Kopf der Wirbeltiere. Zschr. gesamt. Anat. Abt. III, 1927.
34. JAEKEL O. Untersuchungen über die Fischfauna von Wildungen. Palaeont. Zschr. 9. Berlin, 1928.
35. JAEKEL O. Die Morphogenie der ältesten Wirbeltiere. Monogr. Geol. Palaeont. 1. H. 3, 1929.

36. JARVIK E. On the species of Eusthenopteron found in Russia and the Baltic States. Bull. Geol. Inst. Upsala, 1937.
37. JARVIK E. On the Morphology and Taxonomy of the Middle Devonian Osteolepid Fishes of Scotland. K. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, Bd. 25, 1948.
38. KOENEN A. v. Beitrag z. Kenntnis der Placodermen des norddeutschen Oberdevons. Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, 1883.
39. KOENEN A. v. Ueber einige Fischreste des norddeutschen und böhmischen Devons. Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, 1895.
40. MEYER H. Archaeotylus ignotus. Palaeontogr. vol. XI, 1864.
41. NEWBERRY J. S. The Palaeozoic Fishes of North America. U. S. Geol. Survey Mon. No. XVI, 1889.
42. OBRUTSCHEW D. Ueber Coccosteus trautscholdi (Eastman). Trav. Mus. Geol. Acad. Sc. URSS, 8, 1931.
43. OBRUTSCHEW D. Holonemidae des russischen Devons. Trav. Inst. Palaeozool. 2. Leningrad, 1932.
44. OBRUTSCHEW D. Zur Stratigraphie des mittleren Devons von Leningrad Provinz Leningrad. Mém. Soc. Russe de Minér. 62, No 2, 1933.
45. OWEN R. On the Structure of Fossil Teeth etc. Micr. J. London, 1841.
46. PANDER CH. H. Ueber die Placodermen des devon. Systems. St. Petersburg, 1857.
47. PANDER CH. H. Ueber die Ctenodipterinen des devon. Syst. St. Petersburg, 1858.
48. PISTRAK B. M. Palaeogeography of Devonian in Moscow Depression and Neighbouring Districts. Bull. Soc. Nat. Moscou N. S. t. LXI, 1938.
49. SAMSONOWICZ J. Utwory dewońskie wschodniej części Gór Świętokrzyskich. (Les dépôts dévon. dans la partie orientale des Mont. de Święty Krzyż). Prace T. N. W. (Trav. Soc. Sc. de Varsovie), Nr. 20, 1917.
50. SÄVE-SÖDERBERGH G. Preliminary note on Devonian Stegocephalians from East Greenland. Medd. om Grönland, 1932.
51. SÄVE-SÖDERBERGH G. The derm. bones of the head a. the lateral line system in Osteolepis macrolepidotus. A. G. Uppsala R. Soc. Sc. Up. Nova Acta, Ser. IV, vol. 9, 2, 1933.
52. SÄVE-SÖDERBERGH G. Some points of view concerning the evolution of the Vertebrata and the classification of this group. Arkiv för Zoologi, B. 26, A, No. 17, 1934.
53. SÄVE-SÖDERBERGH G. On the dermal bones of the head in Labyrinthodontae, Stegocephali and primitive Reptilia etc. Medd. om Grönland. XCVIII, 1935.
54. STENSIÖ E. Triassic Fishes from Spitzbergen. Part I. Vienna, 1921.
55. STENSIÖ E. Ueber zwei Coelacanthiden aus dem Oberdevon von Wildungen. Palaeont. Zschr. Bd. 4. Berlin, 1922.
56. STENSIÖ E. Triassic Fishes from Spitzbergen. Part II. Stockholm. K. Sv. Vetenskapsakad. Handl. Serie III, vol. 2, 1925.
57. STENSIÖ E. Upper Devonian Vertebrates from East Greenland. Medd. om Grönland, 86, No. 1. Kjöbenhavn, 1931.
58. STENSIÖ E. Triassic Fishes from East Greenland, 1932.
59. STENSIÖ E. On the Placodermi of the Upper Devon of East Greenland: I. Phyllopoda and Arthrodira. Medd. om Grönland, 97, Nr. 1, 1934.
60. STENSIÖ E. On the heads of certain Arthrodira: I. Pholidosteus, Leiosteus and Acanthaspis. Kungl. Sv. Vetenskapsakad. Handl. Serie III, vol. 13, No. 5, 1934.
61. STENSIÖ E. On the Placodermi of the Upper Devon of East Greenland. Suppl. to Part I. Medd. om Grönland, 97, No. 2, 1936.

62. STENSIÖ E. The sensory lines and dermal bones of the cheek in Fishes and Amphibians. K. Vet. Akad. Handl., Ser. 3, Bd. 24, 1947.
63. THOMASSET J. J. Recherches sur les tissus dentaires des poissons fossiles. Arch. d'Anat., d'Histol. et d'Embryol. t. XI, 1930.
64. TRAQUAIR R. H. On a new genus of fossil fish of the order Dipnoi. Geol. Mag. vol. X, 1873.
65. TRAQUAIR R. H. On the genus Dipterus. Ann. and Mag. Nat. Hist., 1878.
66. WATSON D. M. S. On some Reptilian lower jaws. Ann. and Mag. Nat. Hist. Ser. VIII, vol. X, 1912.
67. WATSON D. M. S. The Structure, evolution and origin of the Amphibia. Roy. Soc. Phil. Trans. ser. B, vol. 209, 1919.
68. WATSON D. M. S. and GILL E. L. The structure of certain Palaeozoic Dipnoi. Linn. Soc. (Zool.) Journ., vol. XXXV, 1923.
69. WESTOLL T. S. On a specimen of Eusthenopteron from the Old Red sandstone of Scotland. Geol. Mag. LXXIV, 1937.
70. WOODWARD A. S. Catalogue of the fossil fishes in the British Museum (Nat. Hist.). Part II. London, 1891.
71. WOODWARD A. S. Textbook of Palaeontology of Zittel, vol. 2. London, 1932.

† ZINAIDA GORIZDRO-KULCZYCKA

Les Dipneustes dévoniens du Massif de S-te Croix

Dans les collections ichtyologiques de J. Czarnocki, directeur du Service Géologique de Pologne, qui proviennent des couches dévoniennes du Massif de S-te Croix (Monts de Święty Krzyż) se trouvent des ossements de Dipneustes appartenant aux genres *Holodus* Pander, *Dipterus* Sedgwick & Murchison et *Conchodus* M'Coy. Ce ne sont, pour la plupart, que des fragments de plaques dentaires. Seule une mâchoire inférieure du genre *Holodus* s'est bien conservée. Sa structure anatomique présente des caractères primitifs bien marqués.

L'ordre de succession de différents groupes de poissons pendant la formation des dépôts dépend de l'influence des facteurs écologiques *(27, 43, 44)*. Car le monde aquatique ne se borne pas à distribuer au hasard les espèces de poissons dans la mer et dans les eaux douces, mais il leur affecte des habitats dissemblables et localisés. A la variété des milieux aquatiques correspond la diversification analogue de leur peuplement. Pour cette raison, la présence dans les dépôts marins du Massif de S-te Croix des Dipneustes, tels que le *Dipterus,* habitant presque exclusivement les eaux peu profondes et relativement douces, associés à des formes proches sinon identiques à celles qui caractérisent l'Old Red, indique l'influence continentale. Celle-ci provoque la grande variabilité des niveaux de profondeur et, par la suite, des facies de la mer polonaise à l'époque du Dévonien supérieur (Frasnien).

A. Genre *Holodus* Pander *(47)*

1. *Caractéristique générale*

Parmi les Dipneustes le genre *Holodus* est le plus primitif. La réduction des os de la boîte crânienne est encore peu marquée et, par conséquent, les mâchoires ne présentent pas des raccourcissements accusés. La dentition consiste en dents coniques et en plaques dentaires dépourvues de crêtes rayonnantes (dents en éventail). Les os dermiques présentent une structure cosmoïdale (= Hautzahnparquett, *3)* et sont couverts d'émail.

2. *Historique*

Les représentants du genre *Holodus* ont été décrits sous des dénominations différentes, car les parties diverses du squelette de ces poissons ont été longtemps considérées comme appartenant à des genres séparés.

Nous devons les premières recherches sur ces poissons à Chr. H. Pander *(47)* qui fixa le genre nouveau *Holodus* à la base de l'anatomie des fragments osseux de „la partie antérieure du crâne", provenant du Dévonien supérieur de Russie. Ce genre est caractérisé par la présence des dents latérales coniques, des plaques dentaires dépourvues de crêtes rayonnantes, typiques pour les Dipneustes, ainsi que par la structure cosmoïdale des os du squelette externe. L'auteur a classé ce genre dans la famille des *Ctenodipterini.*

Quelques années plus tard, E. v. Eichwald *(9)* publia une liste de poissons fossiles de la Russie, dans laquelle il adopta le nom générique de *Holodus* basé sur la classification de Chr. H. Pander. A. Günther *(25)* et A. Fritsch *(11)* placèrent *Holodus* dans la famille des *Dipteridae,* à côté de *Palaedaphus* P. J. Van Beneden & L. G. Koninck Traquair *(65)* après une étude anatomique plus attentive constata que les fragments osseux, décrits par Pander et appartenant selon lui à la partie antérieure du crâne, étaient en réalité des os de la mandibule et par leur structure se rapprochent sensiblement de la même mâchoire chez le *Palaedaphus insignis.*

En 1864 H. Meyer décrivit sous le nom de *Archaeotylus ignotus* une mandibule dont l'origine exacte ne fut point établie *(40).* Elle avait également des dents coniques et des plaques dentaires. Tout en marquant les traits particuliers de la structure d'*Archaeotylus ignotus,* Meyer renonça à lui assigner une place déterminée dans la classification.

A. S. Woodward *(70)* suppose que *Archaeotylus* et *Holodus* se rapprochent plutôt du genre *Palaedaphus.* En revanche, J. S. Newberry *(41)* dans une étude sur le poisson dévonien *Ganorhynchus beecheri* est d'avis que les noms génériques *Holodus* et *Archaeotylus* sont des syno-

nymes et relève leur parenté générique plus étroite avec le *Ganorhynchus*. Le genre *Ganorhynchus* avec l'espèce *woodwardi* fut établi en 1873 par Traquair *(64)* d'après la structure du rostre d'un Dipneuste de grandes dimensions conservé au British Museum, mais de provenance inconnue. La surface externe des os était couverte d'une couche brillante de ganoïne et sa surface interne était pourvue de dents.

En 1889 J. S. Newberry décrivit une seconde espèce du genre *Ganorhynchus,* qu'il nomma *beecheri (41),* d'après les fragments d'un spécimen (rostrum) provenant des couches du Chemung Group of Warren (Pennsylvania).

Tous les restes des Dipneustes mentionnés ci-dessus étant fragmentaires, ce qui n'en permettait pas une étude détaillée, A. S. Woodward dans son importante monographie des poissons fossiles *(70)* admet la dénomination générique de Traquair du genre *Ganorhynchus* comme provisoire. Selon lui, le genre *Ganorhynchus* comprend de grands Dipneustes paléozoïques dont l'extremité du museau ainsi que tous les os externes de la tête sont recouverts d'une couche épaisse de ganoïne ponctuée.

Par la suite, des auteurs ajoutèrent au même genre quelques espèces nouvelles de provenance dévonienne, notamment *G. oblongus* découvert dans le Dévonien de Catskill série de Pennsylvanie, décrit par E. D. Cope *(4)* et figuré ensuite par L. Hussakof *(31); G. sussmilchi,* étudié par R. Etheridge *(10)* et provenant du Dévonien moyen de New South Wales (Murrumbidgee River). *G. rigauxi* du Dévonien du Boulonnais (Frasnien), découvert et décrit par A. P. Dutertre *(7)*. Enfin W. Gross *(17, 22)* parmi les ossements de Dipneustes provenant du Dévonien rhénan moyen a trouvé encore un représentant du genre *Ganorhynchus* qu'il nomma *G. splendens.*

Parmi les espèces mentionnées du genre *Ganorhynchus,* l'attention des auteurs fut attirée surtout par *G. sussmilchi* parce que tous les os de la voûte crânienne ainsi que son rostre de grande dimension comprenant la périphérie buccale se sont conservés dans leur disposition naturelle. Etant donné le nombre important d'éléments osseux du crâne et leur disposition asymétrique, O. Jaekel *(33)* conclut qu'il s'agit là d'un cas typique d'anatomie très primitive. Cet auteur considère la forme en question comme un genre nouveau, auquel il donne le nom de *Dipnorhynchus.*

Les recherches approfondies de E. Hills *(28)* ont constaté chez ce *Dipnorhynchus* toute une série de particularités nouvelles, notamment: la présence d'un foramen pinéal qui perce les frontaux, comme chez *Osteolepis;* la réduction des os crâniens beaucoup moins accentuée que chez les autres Dipneustes, d'où résulte un raccourcissement beaucoup moins important des mâchoires, enfin un opercule dont la position est

identique à celle constatée chez *Osteolepis*. Il est regrettable que la surface buccale du crâne soit fragmentaire, ce qui n'en laisse voir que très peu de caractères anatomiques. Quant à la dentition, une seule petite plaque dentaire a pu être observée. Cette dernière est lisse et composée, d'après Hills, de petites dents élémentaires ne formant pas de côtes rayonnantes, typiques aux Dipneustes, mais plutôt disposées en rangée. Toutes ces données anatomiques font supposer Hills que l'exemplaire de New South Wales possède des traits de Dipneustes les plus primitifs.

En raison de l'absence de dents coniques et des proportions plus réduites de ce poisson en comparaison avec *G. woodwardi* et tout spécialement avec *G. rigauxi* E. Hills juge raisonnable de classer ces échantillons dans un genre particulier qu'il nomme *Dipnorhynchus* Jaekel.

Dans la dernière édition de Textbook of Palaeontology de K. v. Zittel, A. S. Woodward *(71)* cite le nom de *Dipnorhynchus* Jaekel comme synonyme de *Ganorhynchus*.

Une étude nouvelle de la structure primitive de la voûte crânienne de *Dipnorhynchus sussmilchi*, accomplie par E. Hills *(29)*, a conduit cet auteur à constater la justesse de la distinction du spécimen de Taemas sous la nouvelle désignation générique de Jaekel, d'autant plus que la désignation des espèces appartenant au genre de *Ganorhynchus* n'était appliquable (Traquair, Newberry, Dutertre, Gross) que s'il s'agissait des os buccaux des Dipneustes couverts de cosmine.

3. *Description de Holodus sanctacrucensis* n. sp.

(fig. 1—2 dans le texte; pl. I, fig. 1—2; pl. II, fig. 1, 2, 6; pl. III, fig. 1, 2; pl. IV, fig. 1).

a) *Caractéristique du spécimen.* — La mandibule de *Holodus,* trouvée dans le Frasnien du Massif de S-te Croix, est d'assez grandes dimensions, épaisse et plutôt allongée. Sa longueur totale atteint 10,5 cm, sa largeur 10 cm maximum, son épaisseur 3 cm maximum. De ses quatre surfaces, la ventrale (externe) et la dorsale (interne) sont larges, tandis que ses surfaces latérale et médiane sont étroites. Du côté externe la mâchoire est couverte d'une couche luisante d'émail perforée de nombreux canalicules.

Tout en ayant l'aspect propre aux *Dipteridae* cette mâchoire présente du point de vue morphologique de nombreux caractères spéciaux.

b) *Endosquelette.* — L'élément le plus ancien de la mandibule du *Holodus sanctacrucensis,* le cartilage de Meckel (cartilago Meckeli) s'étendait tout le long de la mandibule en forme d'une pièce uniforme. S'étant partiellement ossifié, il a formé „l'os de Meckel“ (Jarvik *36*, Gross *24),*

développé d'une façon particulièrement prononcée aux deux bouts et formant, dans sa partie postérieure, l'articulaire et, dans sa partie antérieure — le mentomandibulaire, ces deux parties étant jointes par un mince pont osseux.

Aux autres endroits occupés autrefois par le cartilage de Meckel, se trouve le canal primordial, qui, en débutant par une fosse profonde (fossa primordialis, fossa adductoria=fossa mandibulae) dans la partie postérieure de la mâchoire, s'étend vers l'avant, rempli de gangue rocheuse.

La partie antérieure de la mâchoire est sensiblement aplatie et se rétrécit vers l'avant; son extrémité antérieure est recourbée et se relève vers la surface buccale. Son bord antérieur est cassé et présente dans cet endroit le mentomandibulaire d'une ossification très faible, remplissant l'extrémité à la naissance de la symphyse et réunissant les deux moitiés de la mâchoire (*M* pl. I, fig. 1).

L'os de Meckel, assez épais dans cet endroit, s'amincit graduellement vers l'arrière et disparait finalement dans la partie où le préarticulaire postérieur rejoint le splénial (*M* pl. I, fig. 2). Dans la direction de la surface articulaire de la mâchoire l'os de Meckel couvre d'une mince couche osseuse la paroi ventrale du canal primordial. Malheureusement, il n'est pas conservé en entier et n'est visible que partiellement.

L'articulaire qui forme la partie postérieure de l'os de Meckel est couvert du côté extérieur par le supraangulo-angulaire et par le préarticulaire. Celui-ci présente une petite surface articulaire, dirigée vers le haut. Entre le préarticulaire et le supraangulo-angulaire on voit la surface détériorée de l'articulaire supérieur, inclinée vers la fossa primordialis et joignant par devant le bout postérieur de la partie médiane de l'os de Meckel. Du côté ventral, quelque peu détérioré, nous voyons l'articulaire à la limite du préarticulaire et du supraangulo-angulaire (pl. I, fig. 2).

Articulaire du *Holodus sanctacrucensis,* tout en étant un os plus robuste que le mentomandibulaire, n'est pas encore ossifié à un degré considérable et diffère nettement des os de revêtement qui l'entourent.

c) *Exosquelette.* — Au cours du développement phylogénétique des poissons, le cartilage de Meckel s'est couvert d'os dermiques formant l'exosquelette. Chez *Holodus* du Massif de S-te Croix on constate tous les éléments osseux fondamentaux qui forment l'exosquelette des mâchoires inférieures de *Crossopterygii* et de *Stegocephali.*

La partie antérieure de l'os de Meckel est embrassée en demi cercle par le dental (*De,* fig. 1 dans le texte; pl. I, fig. 1). Il forme, du côté buccal de la mâchoire, une protubérance en forme de fer à cheval, qui, au fur et à mesure qu'elle s'approche de la jointure, s'incline quelque peu vers le devant et s'amincie graduellement vers l'arrière.

La surface buccale du dental est inclinée vers l'orifice buccal et a une denture bien distincte (d_1 et d_2 — pl. I, fig. 1), composée de nombreuses dents minuscules, dispersées en désordre sur toute la surface, ainsi que d'une série de dents plus ou moins coniques, placées le long du bord buccal externe, qui confine avec la surface externe couverte d'une luisante couche d'émail. Par devant, le dental est appuyé contre le splénial et embrasse le mentomandibulaire. Par derrière, il limite dans sa partie latérale la fosse mandibulaire, en formant sa paroi supérieure (fig. 2 dans le texte, pl. II, fig. 1). Du côté buccal, le dental se joint au préarticulaire antérieur ainsi qu'à la partie antérieure allongée du précoronoïde. Le bout postérieur pointu et dépourvu de dents se termine à peu près à la hauteur des dents paires antérieures.

Vers l'arrière du dental se trouvent les préarticulaires qui chez le *Holodus sanctacrucensis* sont formés par deux os indépendants, antérieur et postérieur.

L'os antérieur — le préarticulaire antérieur — est situé sur le côté dorsal du mentomandibulaire et est muni à la face buccale d'une plaque qui porte des dents. Cette plaque est à peu près triangulaire, à côté antérieur arrondi joint au dental, tandis que ces deux autres côtés, qui sont droits, se tournent vers les parois antérieures de grandes plaques portant les dents: préarticulaires postérieurs droit et gauche. A la face buccale, la plaque portant les dents — préarticulaire antérieur — porte des traces de fossettes pour des dents coniques, analogues probablement à celles qui se trouvent sur le dental. Une plaque semblable sur un préarticulaire, sans sculpture, a été décrite en 1937 par Jarvik chez l'*Eusthenopteron (36)*.

Le préarticulaire postérieur est de grandes dimensions et recouvre presque entièrement des deux côtés les surfaces de la mandibule, depuis le préarticulaire antérieur jusqu'à l'articulaire qu'il recouvre du côté buccal. La surface buccale du préarticulaire postérieur, dont la partie postérieure est placée verticalement, est inclinée vers l'avant du côté externe et se pose horizontalement sur le côté dorsal du mentomandibulaire, en le couvrant du côté buccal. Le bord externe de la partie arrière du préarticulaire postérieur présente une douce incision en forme d'S (incisura mandibulae) et s'élève en guise d'excroissance, épaissie et plate — le processus hamatus, qui couvre la partie supérieure de la surface antérieure de l'articulaire.

Vers le milieu de la longueur de la mandibule les os paires préarticulaires postérieurs se joignent en croissant, fermant par le bas l'orifice buccal et créant une dépression médiane, oblongue et spacieuse, qui s'élargit vers l'arrière en forme de triangle allongé (*f. m.* fig. 1 dans le texte, pl. I, fig. 1). La surface de cette dépression, lisse et inclinée vers l'ar-

rière, se termine par un bord postérieur arrondi, formant une incision courbée (incissura mediana). Les bords latéraux de cette dépression s'élèvent et passent vers l'arrière en prenant, à l'endroit de la plus grande épaisseur des plaques dentaires, la forme de protubérances, semblables aux bosses.

Le préarticulaire postérieur est l'os le plus grand de la mandibule. Il occupe ses surfaces dorsale, médiane et partiellement ventrale, en participant à la jonction des deux branches de la mandibule. Du côté ventral, on voit les os paires — préarticulaires postérieurs — qui se sont joints en croissant en une surface symétrique et qui limitent par derrière les incisions médianes. Dans les limites de la protubérance, chacun d'eux présente une cavité lenticulaire inclinée vers l'intérieur de la bouche.

La surface dorsale du préarticulaire postérieur est couverte d'une plaque portant les dents et s'étendant depuis l'aplatissement articulaire jusqu'à l'extrémité antérieure, en se rétrécissant vers l'avant, d'accord avec les rétrécissements de la surface buccale de l'os. Sur cette plaque de nombreuses dents minuscules, souvent broyées, sont dispersées en désordre, sous forme de petites graines légèrement pointues.

Ces petites dents, massées en grand nombre et liées entre elles, forment la denture puissante du poisson sous forme de dents composées (plaques dentaires). Par sa surface interne (ventrale) la plaque dentaire est intimement unie avec l'os, ce qui rend difficile la fixation de ses limites. La partie située le plus en arrière est dépourvue de dents.

Le bord externe de la surface dorsale de la mâchoire est assez épais et devient plus vertical vers l'arrière. Il est formé par les précoronoïde, intercoronoïde et coronoïde, armés de dents paires, sur lesquelles le préarticulaire postérieur s'avance du côté médian, en faisant disparaître la limite entre les coronoïdes.

Le précoronoïde est posé sur l'os de Meckel et avance par son bord antérieur sur le dental. La partie postérieure, large et courte, munie de deux grandes dents coniques, rejoint l'intercoronoïde, muni de dents semblables. Le coronoïde est plus long et a quelques dents un peu plus petites. Son bout postérieur, dépourvu de dents, est allongé et relevé, en limitant, par le devant et partiellement aussi du côté médiane, la profonde cavité — fosse primordiale.

Au dessous des dents coniques, déjà du côté externe des coronoïdes, on aperçoit de fines dents lamellaires disposées à distances égales le long du bord latéral de la mandibule. En observant la mandibule du côté latéral externe (pl. II, fig. 1) on voit les os infradentaux, entièrement fondus, semblant n'en former qu'un seul ensemble. Ce sont cependant les couches externes seules, couvertes d'émail, qui participent à cette liaison. Les

couches plus profondes restent indépendantes et leurs limites peuvent être approximativement fixées.

D'accord avec les observations de Watson & Gill *(68)*, Holmgreen & Stensiö *(30)*, Stensiö *(62)* sur la mandibule de *Dipterus* les os spléniaux de *Holodus sanctacrucensis* doivent occuper la partie antérieure de la mandibule. La terminaison antérieure de ces os, tournée vers le haut, forme une soudure avec le dental, qui les couvre en partie par le haut. Latéralement y adhère le postsplénial dont le bord supérieur participe à la formation du fond de la fosse de la mandibule (*Pt. Sp.* fig. 2 dans le texte; pl. II, fig. 1). Les spléniaux paires s'unissent en croissant, forment de grandes jointures et recouvrent, avec les os postspléniaux, l'endosquelette de la mandibule du côté externe. Ces os sont considérablement refoulés vers le côté ventral. La surface ventrale, plate au milieu, a des bords externes inclinés vers l'extérieur, tandis que ses bords internes sont dirigés vers les os préarticulaires, qui apparaissent sur le côté ventral de la mandibule.

Par derrière, l'os de Meckel est couvert d'un très grand os composé, le supraangulo-angulaire, élévé en arrière et rétréci par devant *(Sang. ang.* fig. 2 dans le texte; pl. II, fig. 1), qui selon Stensiö *(62)* se divise dans le sens transversal en deux éléments.

La partie antérieure du supraangulo-angulaire se termine en angle aigu auquel touche par en haut le bord inférieur de la terminaison postérieure rétrécie du dental: dans la partie centrale, le bord supérieur confine à l'intercoronoïde et au coronoïde, tandis que les bords antérieur et inférieur confinent au postsplénial. La partie postérieure très élargie de l'os supraangulo-angulaire s'étend sur la surface externe, latérale de l'articulaire, en recouvrant l'extrémité postérieure de la mâchoire. En avant de l'articulaire le bord dorsal du supraangulo-angulaire n'adhère pas au préarticulaire postérieur, qui ici a une position verticale. Ces deux os limitent la fosse primordiale. Egalement du côté ventral, dans la partie postérieure de la mâchoire, le préarticulaire postérieur et le supraangulo-angulaire sont divisés par une mince couche de l'os de Meckel.

d) *Dentition.* — La dentition de *Holodus sanctacrucensis* est composée de dents coniques, partiellement préhensiles et partiellement broyantes, ainsi que de petites lames dentaires, munies de nombreuses petites dents isolées et de dents plates composées, appropriées à broyer la nourriture.

La dentition de l'os dental est composée de très nombreuses dents minuscules, dispersées sans ordre sur toute la surface buccale, qui forme une espèce de chagrin. A l'extérieur de ces dents se trouve une série de

dents de plus en plus petites ayant la forme de petites tubercules coniques. Du côté droit, mieux conservé du dental, il y a 10 petites dents de ce genre.

Les coronoïdes sont munis de trois paires de grandes dents coniques dont les sommets sont quelque peu inclinés vers l'intérieur de la mandibule (*d*, pl. II, fig. 1). Souvent on n'en trouve qu'une seule, et à la place de l'autre subsiste un petit creux, correspondant à la trace de deux dents dont l'une est plus petite. Cela indique un changement de dents comme on l'a observé chez les *Crossopterygii (24)* et les *Stegocephali (3).*

Les dents du coronoïde ont des dimensions un peu plus petites que celles du précoronoïde et de l'intercoronoïde.

Au-dessous des dents coniques, du côté externe des coronoïdes, se trouvent de petites dents lamellaires, placées en un rang, le long du bord latéral de la mâchoire. La dentition du préarticulaire consiste en petites plaques dentaires. A la surface dorsale de la plaque impaire du préarticulaire antérieur il y a de petites dents isolées; on y voit en plus des traces de fossettes pour de plus grandes dents.

A la surface des petites plaques dentaires du préarticulaire postérieur il y également de petites dents dispersées isolément ou réunies en groupes. Ramassées en grand nombre ou en s'unissant entre elles, les dents primaires forment une dent composée.

Selon Semon (1899), dans le stade embryonnaire du *Neoceratodus forsteri* les petites dents élémentaires sont aussi séparées, ce n'est que dans les stades ultérieurs qu'elles s'unissent pour former des dents composées ou plaques dentaires.

La présence de petites dents élémentaires isolées et leur passage graduel aux dents composées chez *Holodus* dévonien est parallélisée par l'ontogénie des dents chez les Dipneustes récents.

La surface triturante des plaques dentaires de *Holodus sanctacrucensis* est, par endroits, usée ou décomposée. Quoique on n'y trouve pas de crêtes en éventail typiques pour les Dipneustes spécialisés, on y observe cependant des fentes peu distinctes, dirigées vers les bords intérieurs de la mâchoire. Il se peut qu'elles se soient formées par suite de la décomposition de la plaque. L'état fragmentaire des plaques ne permet pas de constater leur nombre original. Il est possible qu'il y eut en réalité plus d'une plaque dentaire de chaque côté (dent composée).

Les canaux sensoriels se trouvent malheureusement à l'état fragmentaire. Leurs contours généraux ressemblent beaucoup à ceux qui ont été décrits par Watson et Gill chez *Dipterus platycephalus*.

Le canal mandibulaire, dont le début se trouve sur la face latérale de la terminaison postérieure du supraangulo-angulaire, passe sur le côté ventral de la mandibule, où il se perd souvent et disparaît. Des traces

discontinues indiqueraient qu'il passe par les os infradentaux vers la jonction, se dirigeant ensuite au canal du côté opposé. En dehors du canal mandibulaire, on trouve au bout postérieur de la mâchoire un autre canal sensoriel qui commence également dans le supraangulo-angulaire. L'état incomplet de la mâchoire ne permet pas de déterminer avec exactitude le point de son départ. Il s'avance le long du bord supérieur des infradentaux et ressemble à la ligne horizontale (pit line) de *Rhipidistia*. En se continuant à la limite du dental et de l'infradental, ce canal progresse plus loin vers l'avant. Nous le voyons à la limite des parties antérieures des dental et infradental.

On a pu également mettre en évidence un canal assez large et long qui sort par l'extrémité postérieure du préarticulaire et s'étend le long du bord inférieur du côté médian du cartilage de Meckel. Son parcours indique qu'il contenait une petite branche du nerf mandibulaire interne VII (= chorda tympani *Stegocephali)*.

Du côté externe de la partie postérieure de la mandibule on observe un canal un peu plus étroit et plus faiblement marqué, situé entre le supraangulo-angulaire et l'articulaire. Sa position fait supposer qu'il pouvait contenir de petites branches latérales du rameau mandibulaire externe.

A part cela, dans la section verticale de la partie postérieure de la mandibule de *Holodus* on voit les orifices d'un grand nombre de petits canalicules. A l'exception des canaux des organes sensoriels, tous ces canalicules font leur parcours dans l'os de Meckel ou entre celui-ci et les os de revêtement de telle façon, que la plus grande partie de leur paroi est formée par l'os de Meckel; ils contenaient pour la plupart des vaisseaux d'alimentation.

Dans la région du mandibulaire il y a également de nombreux canaux amenant des vaisseaux et des nerfs vers les dents. Leur définition exacte demanderait, toutefois, de nombreuses sections de la mandibule.

La fosse primordiale postérieure, en dehors du cartilage de Meckel, contenait également des muscles telles que l'abducteur de mandibule, et de petites branches du rameau mandibulaire V_3 qui, longeant le cartilage de Meckel, se ramifiaient en amenant les nerfs à la peau, à la muqueuse de la cavité buccale et aux dents de la mâchoire inférieure.

La signification et le rôle de la fosse mandibulaire antérieure restent inexpliqués. Etant donné son emplacement, elle rappelle la fosse antérieure mandibulaire chez *Panderichthys rhombolepis* décrite par Gross *(24)*. La présence de nombreux canaux au fond de la fosse de *Holodus sanctacrucensis,* la situation de cette fosse à proximité des canaux sen-

soriels ainsi que la présence des pores à la surface du dental, n'exclue pas l'hypothèse qu'elle pouvait contenir un organe sensoriel (flaschenförmige Organe: Goodrich *12*, Boeke *1*).

e) *Histologie.* — Les dents latérales (coniques) montrent en coupes transversales un noyau ostéoïde central, possédant de nombreux canaux pulpaires, parallèles à l'axe longitudinal de la dent (*K*, pl. II, fig. 6) avec des anastomoses transverses. Le diamètre des canaux, assez grand à la base, décroît vers le haut. De nombreux canalicules émergent de tous ces canaux, disposés plus ou moins régulièrement sur tout leur parcours et devenant plus nombreux à la courbure (*k*, pl. II, fig. 6) et aux extrémités des canaux.

Le noyau ostéoïde central est entouré d'une couche externe de dentine, dans laquelle pénètrent des canaux pulpaires plus fins qui passent des canaux du noyau ostéoïdal, étant orientés perpendiculairement à ces derniers. Il sont reliés entre eux par des anastomoses verticales qu'il est difficile de suivre dans leur parcours: ces ramifications ne se trouvent pas toujours dans le plan de la section et présentent, pour la plupart, des lignes brisées ou complètement interrompues (*K*, pl. III, fig. 1). Les canaux de la couche périphérique sont pourvus de multiples canalicules extrêmement fins et délicats, parfois très longs et ramifiés, rayonnant de tous côtés. Ils sont spécialement nombreux et longs aux coudes des canaux et à leurs extrémités, où ils se terminent en pinceaux touffus (*P*, pl. III, fig. 1).

Sur certaines coupes transversales des parties moyennes de la dent on remarque entre les systèmes de canaux, des bandes claires de cément. Leurs contours sont assez variés et elles contiennent de nombreux ostéoplastes de forme irrégulièrement angulaire. Elles sont, au milieu de la dent, étroites, isolées et de forme irrégulière. Vers la base de la dent leur nombre et leur volume augmentent, elles se fondent ensemble et la dentine disparaît progressivement. A la base de la dent on trouve seulement le noyau central ostéoïde, qui est dépourvu de la couche périphérique de dentine. Entre les canaux de la dentine apparaissent d'épaisses couches de cément dont la structure lamellaire est nettement apparente. Les lamelles osseuses sont concentriques par rapport aux canaux. Le cément contient également de nombreux ostéoplastes (*C*, pl. III, fig. 2).

La dentine des dents coniques de *Holodus sanctacrucensis* est analogue à celle décrite par Pander dans les petits denticules garnissant les plaques dentaires de *Dipterus verneuili* (*47*, pl. V, fig. 8).

Comme il a été dit, les dents de *Holodus sanctacrucensis* contiennent du cément dont les couches sont réparties entre les systèmes isolés ou groupés de dentine, sans uniformité de disposition.

Les os dermiques de notre *Holodus* montrent la présence de couches de cosmine et sont récouverts d'une couche d'émail. Dans une série de coupes transversales de l'os on aperçoit nettement des travées osseuses qui se réunissent entre elles et forment un réseau spongieux. Elles laissent apparaître une structure lamellaire parfaitement visible à la lumière polarisée.

Comme les lames osseuses sont très minces, la plupart des ostéoplastes sont étirés et leurs prolongements selon le grand axe atteignent une longueur considérable, d'où leur aspect bipolaire (pl. IV, fig. 1).

f) *Observations générales.* — La mandibule de *Holodus sanctacrucensis* présente une certaine ressemblance avec celle de *Holodus kiprianovi (47),* mais elle en diffère par ses dimensions plus grandes et par le nombre de ses dents. Le dental de *Holodus kiprianovi* ne porte que trois paires de dents, dont une paire est située dans la région de la symphyse et les deux autres, au bord postérieur du dental. De plus, les grandes dents latérales sont alignées en une seule rangée et non point en deux, comme cela a lieu chez *Holodus sanctacrucensis.*

La mandibule décrite se rapproche beaucoup plus par sa forme générale de *Holodus (Archaeotylus) ignotus (40).* Celui-ci diffère de notre espèce par la forme plus petite des plaques dentaires, par leur nombre plus grand ainsi que par la disposition irrégulière des dents latérales (coniques).

Quant à sa situation dans le système, le genre *Holodus* est rangé en général dans la famille des *Dipteridae.* Certains caractères anatomiques sont communs aux genres *Holodus* et *Dipterus,* notamment: la conformation générale de la mandibule, la forme et la situation des dentaires, le mode de soudure et le déplacement du splénial et du postsplénial vers la surface abdominale de la mandibule. Le recourbement vers l'extérieur des os armés de larges dents [1], la position presque horizontale de la partie antérieure des mandibules, grâce à quoi la mandibule de *Holodus* est plate et peu élevée, comme celle de *Dipterus;* enfin, la présence de la fosse latérale, la position des angulaires et leur rapport aux os voisins, la position de gulaires etc.

Toutefois, après une comparaison plus attentive, on constate certaines différences, à savoir: le dental de *Holodus* est plus allongé et possède une dentition; la série des os coronoïdes est plus complètement développée et possède des dents latérales; les plaques dentaires sont lisses et dépourvues de crêtes rayonnantes propres aux *Dipteridae.*

---

[1] Le préarticulaire chez *Dipterus platycephalus (68).*

Les différences de structure anatomique de la mandibule des genres *Holodus* et *Dipterus* (et tous les autres *Dipnoi)* résultent de l'atrophie de dents latérales. Cette atrophie est liée au genre de nourriture et aux changements survenus dans les conditions d'existence. De l'atrophie des dents résulte celle des os de la mandibule laquelle subit une réduction. Ce fait est évident à l'examen de la structure de la mandibule (fig. 2 dans le texte) de *Holodus, Dipterus* et *Ceratodus (Neoceratodus)*. On y remarque que:

Holodus possède le dental assez bien formé et garni de dents; les os de la série coronoïdale sont développés et pourvus de dents coniques latérales; les plaques dentaires sont lisses.

Dipterus (ainsi que *Palaedaphus)* a le dental plus court et dépourvu de dents. La série des os coronoïdaux est réduite et les dents latérales font défaut; les plaques dentaires sont munies de crêtes.

Chez *Ceratodus (Neoceratodus)* l'atrophie du dental et des os de la série coronoïdale est encore plus accentuée, jusqu'à la disparition complète; les dents latérales font défaut et les plaques dentaires sont garnies de crêtes rayonnantes.

Quant aux plaques dentaires, elles subissent certaines modifications chez différents genres de Dipneustes, en fonction de leur spécialisation particulière.

La spécialisation de *Holodus* étant moins avancée que celle des autres Dipneustes, les traits caractéristiques de sa structure morphologique sont beaucoup plus primitifs. Ils rendent beaucoup plus saillantes les affinités existant entre les *Crossopterygii,* les *Dipnoi* et les *Tetrapoda,* compris en une unité systématique plus grande — les *Choanata (52, 53).*

L'étude comparative de la structure de la mandibule de *Holodus* et de *Crossopterygii* démontre leur complète homologie. Selon Watson & Gill *(68)* une différence réelle existe entre la structure des mandibules de *Dipterus* et d'*Osteolepis* consistant en l'absence chez le premier des os coronoïdaux pourvus de dents latérales et en un développement très faible du dental dépourvu de dentition. Nous retrouvons ces particularités, typiques pour *Osteolepis,* également chez *Holodus*. Celui-ci ne diffère que par la structure du dental, par l'existence des fosses latérales [2], ainsi que par l'emplacement du splénial et du postsplénial à la face ventrale de la mandibule. Ces deux dernières particularités rapprochent *Holodus* des Labyrinthodontes.

---

[2] Selon W. Gross *(13, 16)* la mandibule de *Laccognatus panderi (Dendrodus biporcatus)* présente des cavités latérales fort semblables.

Dans ses travaux sur les Labyrinthodontes primitifs *(66, 67)* Watson a signalé chez *Bothriceps* l'existence de la fosse de Meckel. D'autre part, Säve-Söderbergh *(53)*, après l'examen de la structure anatomique des Labyrinthodontes supérieurs, a conclu qu'ils sont caractérisés, entre autres, par le refoulement du splénial et du postsplénial vers la face externe de la mandibule, peu élevée et relativement plate. L'étude comparative des éléments osseux de la mandibule de *Holodus* et des Labyrinthodontes prouve qu'il y a entre eux des analogies frappantes dans la structure des os.

Quant à la question de synonymie des genres *Holodus, Ganorhynchus, Dipnorhynchus* on doit constater que les caractères anatomiques typiques pour *Ganorhynchus* et *Dipnorhynchus* se retrouvent chez *Holodus*. Mais comme le squelette de ces deux-là ne nous est pas connu et que la face buccale du crâne ne s'est conservée qu'à l'état fragmentaire, une étude comparative approfondie n'est pas possible. Toutefois, nous devons remarquer, que tous les trois genres présentent le même plan général de la structure anatomique. Ainsi la structure des plaques dentaires de *Holodus* est la même que celle de *Dipnorhynchus;* d'autre part les dents coniques très légèrement implantés dans les alvéoles ressemblent à celles de *Ganorhynchus*.

Quelle que soit la nature de ces genres, ce sont des poissons également primitifs se distinguant des Dipteridés dont le type est beaucoup plus spécialisé. C'est la raison pour laquelle ils doivent être séparés de *Dipteridae* et classés comme une famille à part: les *Holodontidae* nov. fam.

Cette famille pourrait être caractérisée comme suit:

1° nombreux éléments osseux du crâne, parfois asymétriques,

2° présence du foramen pinéal,

3° os operculaire placé plus en arrière, comme chez *Osteolepis,*

4° absence d'un raccourcissement plus sensible des mâchoires, accompagnée d'une très faible réduction des os crâniens,

5° dentition se composant de dents coniques et de plaques dentaires dépourvues de crêtes rayonnantes.

B. Genre *Dipterus* Sedgwick & Murchison

Dipterus sp. *A* (pl. II, fig. 3)
Localité: colline Wietrznia, près de Kielce
Horizon: calcaire à *„Rhynchonella“ coronula* Dreverm.

Dans la collection se trouve une plaque dentaire de la mandibule. Elle est assez haute, tronquée sur la face interne; sa partie médiane est épaissie, arrondie et lisse, tandis que la partie postérieure est plate. Les

parties antérieure et externe de la plaque dentaire présentent 5 crêtes rayonnantes, couvertes de petits denticules arrondis ou bien allongés. Les deux premières crêtes (antérieures) sont dépourvues de denticules.

La présence des crêtes seulement dans les parties antérieure et extérieure de la plaque dentaire, leur petit nombre, ainsi que la forme des denticules rendent cette plaque très semblable à celle de *Dipterus murchisoni,* trouvée par C. H. Pander dans le Dévonien supérieur de la Russie. Cette dernière en diffère, cependant, par sa taille beaucoup plus petite et ses crêtes plus minces. La plaque paraît appartenir à une espèce nouvelle, mais elle est trop incomplète pour servir à la définition de l'espèce.

Dipterus sp. *B* (pl. II, fig. 4)
Localité: Karczówka, près de Kielce
Horizon: calcaire à *Hypothyris procuboides* Sow.

De cette espèce nous n'avons qu'une plaque dentaire, assez usée, à bords antérieur et externe incomplets par suite de brisures. Elle correspond à la mâchoire supérieure. Elle est de forme triangulaire, assez irrégulière, aplatie, pourvue de cinq crêtes dont la dernière peu développée. Les crêtes se fondent dans leur parties postérieures et les denticules apparaissent seulement dans les parties antérieures. Chaque crête possède 3—4 denticules assez grands, comprimés latéralement. Certains de ces denticules sont aplatis à cause de l'usure et unis par leurs bases.

La plaque en question est quelque peu semblable à celle de *Dipterus verneuili (47)* du Dévonien supérieur de la Russie. Elle s'en distingue par des crêtes moins accusées, par un nombre plus petit de denticules et par la surface lisse de sa partie postérieure. Elle se rapproche aussi de la plaque du *Dipterus mordax* Eastm. *(8),* mais en diffère par les dimensions plus grandes des denticules.

C. Genre *Conchodus* M'Coy

Conchodus elkneri n. sp. (pl. II, fig. 5; pl. IV, fig. 2)
Localité: Lipowa près Opatów

De cette espèce nous avons les plaques dentaires de la mâchoire supérieure trouvées par J. Czarnocki. Elles sont aplaties, mesurant 36 mm de longueur sur 21 mm de largeur. La plaque est élargie en avant et son bord antérieur arrondi s'allonge vers le bord interne, tandis que sa partie postérieure est rétrécie, à bord plus ou moins rectiligne. Le bord interne de la plaque est également rectiligne et fortement épaissi: le bord externe présente une légère courbure sigmoïde. La surface buccale de la plaque

est lisse et concave au milieu. Les bords antérieur et externe portent 7 crêtes courtes et plates, diminuant vers le bord postérieur. Les deux premières crêtes sont arrondies et s'unissent vers l'arrière en formant un bourrelet qui se prolonge le long du bord interne de la plaque.

Cette plaque est composée de syndentine à canaux pulpaires relativement étroits, orientés vers la surface masticatrice (pl. IV, fig. 2). De nombreux canalicules rayonnent autour de ces canaux perpendiculairement à eux, émergeant en quantité plus grande à leurs extrémités et à leurs coudes. Vers la base de la plaque, les canaux et les canalicules s'élargissent progressivement et courent au milieu d'un tissu à structure méandriforme. Dans les couches plus profondes on observe du tissu osseux contenant de petits ostéoplastes.

La plaque décrite rappelle par sa forme celle de *Conchodus jerofejevi* Pander *(47)* du Dévonien supérieur de la Russie, mais en diffère par des crêtes moins nombreuses, mais plus accusées.

CONSIDERATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOECOLOGIQUES

Le genre *Holodus* est connu du Dévonien supérieur de la Russie Centrale (district Orel) et de l'Allemagne. En Pologne *Holodus* a été trouvé dans le Dévonien supérieur dans les couches contenant, d'après Czarnocki: *Manticoceras intumescens* et *Beloceras multilobatum* (Frasnien de Kadzielnia).

Le genre *Ganorhynchus* apparaît pour la première fois dans le Dévonien moyen d'Allemagne (Stringocephalus-Schichten, Eifel). Sa présence a été signalée aussi en France (Frasnien du Boulonnais) et aux Etats-Unis d'Amérique (Casthill et Chemung Series de Pennsylvanie).

Dipnorhynchus fut signalé dans le Dévonien moyen d'Australie (New South Wales, Murrumbidgee River).

Nous voyons donc que ces poissons tout en ayant une distribution géologique relativement restreinte, avaient une dispersion géographique très vaste.

Le genre *Dipterus* est très commun dans les gisements du Dévonien moyen et supérieur. Il a été trouvé en Australie, aux Etats-Unis, en Ecosse, en Belgique, en Lettonie, en Russie et ailleurs. Ces poissons habitaient des eaux peu profondes et relativement douces (Old Red).

En Pologne, le genre *Dipterus* apparaît dans les dépots du Dévonien supérieur. Dans les couches dévoniennes du Massif de S-te Croix il est associé à *Holoptychius giganteus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah. et *Holonema radiatum* Obr.

Enfin, le genre *Conchodus* apparaît en Allemagne dans le Dévonien moyen de l'Eifel (Crinoidenschichten) et dans le Dévonien supérieur de l'Ecosse, de la Lettonie, de la Russie (district d'Orel et de Leningrad). Il a été trouvé en Pologne dans le Dévonien moyen au nord d'Opatów (Lipowa).

La faune des poissons du Dévonien supérieur du Massif de S-te Croix n'est pas uniforme; elle se compose de formes propres aux dépôts marins aussi bien qu'aux dépôts lagunaires. Certains de ces genres font partie de la faune dévonienne de Russie — à l'est, d'autres — de la faune d'Allemagne — à l'ouest. Le caractère mixte de la faune des poissons provenant du Dévonien supérieur de Pologne a une importance d'autant plus considérable que les différences entre les faunes des poissons à l'est et à l'ouest de l'Europe sont si grandes qu'il est difficile de les comparer.

Pour toutes ces raisons, afin de pouvoir établir une synchronisation des couches et fixer les caractères des facteurs écologiques qui ont influencé la composition de la faune des poissons et leur migration, il est indispensable d'analyser les ensembles des faunes ichtyologiques apparaissant dans divers habitats dans les dépôts du Dévonien supérieur (Frasnien) de Russie, de Lettonie, d'Estonie et d'Allemagne.

Les recherches de D. Obrutschew *(43, 44)* et de R. Hecker *(26, 27)* ont permis de distinguer deux niveaux dans les couches inférieures du Frasnien du „champ dévonien principal" en Russie (partie nord-ouest):

1° niveau inférieur, constitué par des grès argileux, contenant quelques débris de poissons: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Asterolepis radiata* Rohon, *Holoptychius;* 2° niveau supérieur, calcaire avec *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Chelyophorus, Rhynchonella livonica* Buch., *Spirifer muralis* Vern., *Estheria* sp.

Le trait caractéristique du niveau inférieur, distingué par Obrutschev sous le nom de couches de Subsnetnaïa, est la première apparition d'éléments fauniques du Dévonien supérieur *(Bothriolepis, Holoptychius)* parmi les poissons du Dévonien moyen; d'après cet auteur, les couches du Subsnetnaïa correspondraient à des dépôts de la plate-forme littorale. En revanche, les couches du niveau supérieur — couches de Snetnaïa — sont caractérisées par la présence d'éléments appartenant exclusivement au Dévonien supérieur et ces couches doivent être considérées comme dépôts entièrement marins. D'après Hecker *(27),* les formations calcaires de ce niveau se caractérisent par la présence de *MgO,* propre aux dépôts marins et lagunaires, formés dans des eaux stagnantes et peu profondes, pouvant se surchauffer jusqu'au fond.

On observe les affleurements de la formation mentionnée sur les bords de la rivière Velikaïa, aux environs de Pskov, près du lac de Pskov et sur les rivières Luga et Oredège [3].

Les couches de Snetnaïa sont composées de dolomites et de marnes, néanmoins vers l'est le caractère lithologique de ces couches change et les formations calcaires sont remplacées par des grès et des argiles (rivière Sias). Vers l'ouest, les calcaires de Snetnaïa se continuent, affleurant certains endroits de la Lettonie et de l'Estonie.

Sur les couches de Snetnaïa, dans le „champ dévonien principal" reposent les couches de Pskov, calcaires et argileuses, renfermant la faune suivante: *Spirifer muralis* Vern., *Ladogia (= Rhynchonella) meyendorfi* Vern., *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus mironovi* Obr., *Ptyctodus obliquus* Pander, *Holoptychius* sp.

Hecker *(26)* précise que les débris de poissons dans ces couches sont très rares, ce qui serait dû à la transgression, offrant des conditions écologiques peu favorables au développement des genres précités.

Au-dessus des couches de Pskov réposent les couches de Tchudovo, Shelon, Svinord, Ilmen et Bureghi, dans lesquelles les Brachiopodes sont des éléments dominants de la faune. L'étude de ces fossiles a amené Hecker à la conclusion qu'à l'époque de Pskov et Tchudovo ainsi que de Svinord et de Bureghi les transgressions de la mer ateignaient leur maximum; tandis qu'à l'époque de Shelon (formations lagunaires) et d'Ilmen la mer se trouvait en régression et a déposé successivement des formations littorales et lagunaires. Dans les affleurements sur les bords de la rivière Sias, on observe l'absence de sédiments marins; les caractères continentaux proprement dit, ainsi que les lagunaires se manifestent ici clairement. Le peuplement présente dans sa composition des dominantes fort nettes. Les couches inférieures de cette série de formations bigarrées renferment les poissons suivants: *Psammosteus megalopteryx* Trautsch., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus trautscholdi* Eastm., *Coccosteus* sp., *Holonema radiatum* Obr., *Gyroplacosteus panderi* Obr., *Holoptychius giganteus* Ag., *Eusthenopteron wenjukovi* Rohon, *Osteolepis* (?) sp., *Dipterus verneuili* Pander *(26, 43, 44)*.

Les formations dévoniennes (Frasnien) du „champ dévonien central" (districts de Voronège et d'Orel) présentent un caractère très dif-

---

[3] Il nous fut impossible d'obtenir les dernières publications d'Obrutschew contenant une étude détaillée de ces couches et de leur faune.

Hecker, Philippova, Barkhatova *(26)* dans leurs travaux sur les dépôts du champ dévonien signalent la faune ichtyologique des couches de Snetnaïa comme suit: *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Bothriolepis panderi* Lah., *Coccosteus* sp., *Ptyctodus obliquus* Pander, *Osteolepis, Glyptolepis, Dipterus.*

férent. Cette région, ainsi que celle de Moscou, a été envahie par une transgression beaucoup plus importante, qui se traduisit par des sédiments purement marins de caractère uniforme [4]. On distingue ici deux assises: le niveau inférieur formé par les couches de Stchigry, contenant, d'après Nalivkin, *Spirifer fimbriatus* Conr. et *Camarothoechia aldoga* Nal.; le niveau supérieur, formé par les couches de Semiluki, à *Spirifer disjunctus* Sow. De l'avis de Hecker et des autres, la comparaison de la faune du „champ dévonien central" avec celle du „champ dévonien principal" permet de conclure, que les couches de Stchigry sont synchroniques des couches de Pskov et de Tchudovo; les couches supérieures — de Semiluki — correspondent aux couches de Shelon, Svinord, Ilmen et Bureghi. D'autre part, la quantité très importante des Invertebrés fossiles, trouvés dans les couches de Semiluki et dans celles de Svinord, ainsi que la présence de Trilobites et de Céphalopodes dans les couches de Semiluki, démontrent que c'est à cette époque que la mer russe se trouvait en communication étroite avec la mer ouverte.

Comme il a été dit plus haut, la bande des couches calcaires inférieures de la région occidentale du district de Leningrad se prolonge plus loin vers l'ouest et débouche en Estonie et Lettonie. Les marnes bothriolépiques de Kokenhusen, selon W. Gross *(16, 21)*, correspondent aux couches de Snetnaïa et de Subsnetnaïa de Russie.

La faune ichtyologique en Liflande se compose des espèces suivantes: *Bothriolepis cellulosa* Pander, *Psammosteus maeandrinus* Ag., *Eusthenopteron säve-söderberghi* Jarvik, *Chelyophorus verneuili* Ag., *Glyptopomus rolandi* Gross, *Coccosteus* sp. *(?mironovi), Dipterus secans* Gross, *D. tuberculatus* Pander, *Glyptolepis* sp., *Gl. baltica* (?) Gross, *Latvius (Osteolepis) grewingki* Gross, *Rhadinichtys* cf. *devonicus* Clarke *(16, 21, 36)*.

Les couches de cette région renferment aussi des débris de plantes, des coquilles d'*Estheria membranacea* Pacht et de *Lingula* sp. D'après Kraus (1930) et Gross *(16, 18)* elles ont l'origine lagunaire. Par contre, les couches à *Ptyctodus obliquus* Pander, qui leur sont superposées, attestent leur origine marine. Les couches dolomitiques, qui surmontent les couches à *Ptyctodus,* sont considérées par Gross, comme synchroniques avec le niveau inférieur des couches bigarrées de l'affleurement de Sias, superposées aux couches de Tchudovo. Bon nombre d'affleurements ont fourni la faune suivante: *Psammosteus falcatus* Obr., *Onchus laevis* Gross, *O. tenuispinus* Gross, *Coccosteus (trautscholdi* (?) Eastm.), *Bothriolepis*

[4] Les données sur la distribution de l'ichtyofaune dans ces formations sont très peu nombreuses.

panderi Lah., *B. ornata* (?) Eichw., *B. maxima* Gross, *Taeniolepis spaciosa* Gross, *Dipterus* cf. *marginalis* Ag., *Holoptychius nobilissimus* Ag., *H. giganteus* Ag., *H.* cf. *flemingi* (?) Ag., *Polyplocodus wenjukovi* Rohon.

Par ces listes il est facile de se rendre compte que les caractères fauniques, attestant la variabilité de facies en Estonie et en Lettonie, ressemblent à ceux de la mer basse du „champ dévonien principal" de Russie.

En Allemagne, les formations dévoniennes déposées par une mer plus profonde ont un caractère bien différent. Les couches à *Manticoceras (M. intumescens, M. cordatum, M. carinatum, Beloceras multilobatum)* de Wildungen et de Bicken renferment la faune suivante: *Ceratolepis stensiöi* Gross, *Pholidosteus bidorsatus* v. Koenen, *Ph. pygmaeus* Gross, *Ph. laevior* Gross, *Pachyosteus bulla* Jkl., *Rhinosteus traquairi* Jkl., *Leiosteus concavus* Gross, *Leptosteus bickensis* v. Koenen, *Belosteus maior* Gross, *B. pusillus* Gross, *Brachyosteus dietrichi* Gross, *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B. scaber* v. Koenen, *B. grandis* Gross, *Oxyosteus magnus* Gross, *O. rostratus* Gross, *Aspidichthys ingens* v. Koenen, *Epipetalichthys wildungensis* Jkl., *Rhynchodus tetrodon* Jkl., *Jagorina pandora* Jkl., *Cladodus wildungensis* Jkl., *Onychodus jaekeli* Gross, *Diplocercides jaekeli* Stensiö, *D. kayseri* v. Koenen, *Devonosteus proteus* Jkl., *Chirodipterus wildungensis* Gross, *Rhadinichthys* cf. *devonicus* Clarke, *Rh.* cf. *antiquus* Williams *(17, 22)*.

Cette faune est entièrement marine. Elle ne renferme aucune forme qui soit exclusivement d'eau douce. L'absence de *Dipterus* ainsi que de *Bothriolepis, Holoptychius, Psammosteus* atteste ce caractère. Les éléments de la faune en Allemagne sont des formes endémiques dont la structure morphologique et histologique est fort particulière; telles sont *Brachydirus, Oxyosteus, Pholidosteus, Leptosteus, Leiosteus,* les énormes *Aspidichthys ingens* et autres.

Les différences existant entre la faune ichtyologique dévonienne de l'est et celle de l'ouest sont dues à la différence des conditions écologiques. Elles disparaissent dans la région du Massif de S-te Croix puisqu'elles renferment des formes typiques pour les deux faunes.

Les dépôts du Dévonien supérieur du Massif de S-te Croix se composent, selon J. Czarnocki, de calcaires, auxquels d'une manière subalterne sont liées les couches de schistes bitumineux (Wietrznia). Dans toute la série du Dévonien supérieur J. Czarnocki distingue trois niveaux [5].

---

[5] G. Gürich a distingué dans le Frasnien polonais deux niveaux: 1° inférieur à *Rhynchonella cuboides* et 2° supérieur à *Manticoceras intumescens* *(25a)* — J. Samsonowicz le divise de la même manière *(49)*.

1° niveau inférieur avec *Rhynchonella (Hypothyris) procuboides* Kayser. Ce sont des calcaires à polypiers, où sont intercalées les marnes, renfermant une faune de poissons,

2° niveau moyen, formé par des calcaires compacts et en dalles à *„Rhynchonella" coronula* Drev. avec intercalations de schistes bitumineux,

3° niveau supérieur, constitué par des calcaires à *Rhynchonella (Hypothyris) cuboides* Sow., et calcaires à *Manticoceras intumescens* Beyr.

Ces trois niveaux affleurant dans les monts Kadzielnia et Wietrznia près Kielce, contiennent des ossements de poissons assez nombreux, surtout dans les couches de deux niveaux supérieurs comme le prouvent les collections de J. Czarnocki.

Dans les schistes du premier niveau les ossements de poissons sont moins nombreux et dans un état de conservation très défectueux. Après l'examen que nous en avons fait, nous pouvons signaler la présence des formes suivantes: *Onychodus* sp., *O.* cf. *jaekeli* Gross, *Glyptolepis* sp., *Osteolepis* sp., *Dipterus* sp., *Rhynchodus*.

Cette faune, composée de réprésentants du Dévonien marin allemand (*Onychodus* sp., *O.* cf. *jaekeli, Rhynchodus* sp.) renferme aussi *Dipterus, Osteolepis* et *Glyptolepis* en grande quantité. La présence de ces représentants de *Choanata* est caractéristique pour les formations du Dévonien moyen, déposées dans des eaux douces, plus rarement dans les eaux de mers basses. *Osteolepis* et *Glyptolepis* sont moins nombreux dans les couches du Dévonien supérieur et se rencontrent pour la plupart dans des dépôts lagunaires.

Le genre *Onychodus (61)* se trouve dans le Dévonien moyen aussi bien que dans le Dévonien supérieur. L'espèce *O. jaekeli* apparaît au Dévonien supérieur, mais par certains caractères elle rappelle *O. radicosus* Gross du Dévonien moyen.

La composition de cet ensemble est incomplète pour dater avec exactitude les schistes du niveau inférieur, mais le fait de l'association de formes fréquentant les eaux marines avec celles des lacs ou des eaux saumâtres, voire même des eaux douces, nous fait admettre que la sédimentation avait lieu dans un milieu surtout lagunaire.

Le niveau moyen, constitué par des bancs calcaires à *„Rhynchonella" coronula* Drev., alternant avec des schistes bitumineux, renferme beaucoup de poissons; on y trouve: *Ptyctodus obliquus* Pander, *P. czarnockii* Gor., *Diplocercides kayseri* v. Koenen, *Rhadinichthys* cf. *devonicus* Clarke, *Onychodus jaekeli* Gross, *Holoptychius giganteus* Ag., *Psammo-*

steus maeandrinus Ag., *Bothriolepis* sp., *B. panderi* Lah., *B.* cf. *maxima* Gross, *Holonema radiatum* Obr., *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B.* sp., *Dipterus, Osteolepis* sp.

Parmi ces poissons nous constatons la présence des espèces de la faune rhénane: *Rhadinichthys* cf. *devonicus, Onychodus jaekeli, Brachydirus carinatus, B.* cf. *gracilis*. Mais les éléments de la faune dévonienne balticorusse n'y manquent pas, ils constituent même la majorité de Vertébrés fossiles dans les couches de l'affleurement de Wietrznia. Ce sont: *Holoptychius giganteus, Psammosteus maeandrinus, Bothriolepis panderi, B. maxima*[6], *Holonema radiatum*[7], *Ptyctodus obliquus, Coccosteus trautscholdi* (?).

L'apparition des représentants de l'un ou de l'autre ensemble dans les formations en question dépend du caractère de facies. Le deuxième niveau est composé de calcaires massifs, alternant avec des schistes bitumineux; ces couches ont été déposées dans des conditions bien différentes et leur alternance prouve la variabilité des conditions écologiques. Cette variabilité déterminait la composition de la faune ichtyologique. Les ossements des *Choanata (Osteolepis, Glyptolepis, Dipterus)* sont renfermés exclusivement dans les schistes bitumineux contenant en outre *Holoptychius giganteus* et *Bothriolepis panderi*. Par contre, *Brachydirus carinatus, B. gracilis* ont été recueillis dans les calcaires massifs, déposés au fond d'une mer profonde. *Onychodus*, qu'on trouve aussi bien dans les calcaires massifs que dans les schistes bitumineux, était probablement plus adaptable.

La présence de *Dipteridae*, associés de poissons fréquentant des eaux profondes, prouve également l'intercalation des dépôts lagunaires parmi les formations marines.

Au point de vue stratigraphique, la faune ichtyologique du niveau moyen n'est pas uniforme: les espèces *Ptyctodus obliquus* et *Bothriolepis panderi* se trouvent dans les couches de Pskov du „champ dévonien principal" de la Russie. *Bothriolepis panderi* a été recueilli également dans les niveaux inférieurs des formations bigarrées de Sias. En outre, les espèces *Holonema radiatum, Holoptychius giganteus* se rencontrent également dans les couches de Shelon *(43)*. Enfin, *Bothriolepis maxima* et *Psammosteus maeandrinus* apparaissent dans le Dévonien baltique, en Estonie et en Lettonie dans les couches contemporaines à celles de Shelon. On peut

---

[6] *Bothriolepis maxima* est une espèce qu'on rencontre exclusivement dans les gisements du Dévonien baltique.

[7] *Holonema radiatum* est connu dans le Dévonien russe.

donc synchroniser les formations du niveau moyen du Massif de S-te Croix avec les couches de Pskov, Tchudovo et Shelon, faisant partie de la moitié inférieure du Dévonien supérieur du „champ principal" de Russie et constituant une partie considérable de l'épaisseur totale du Frasnien.

La faune ichtyologique de ce niveau indique que la profondeur de la mer polonaise à l'époque correspondant à celle de Shelon a diminué et des conditions lagunaires se sont fait sentir. Ce mouvement négatif était simultané dans la région du Massif de S-te Croix et dans le bassin du „champ dévonien principal" de la Russie.

Le niveau supérieur, selon J. Czarnocki, est composé de calcaires à *Manticoceras intumescens* et a fourni les espèces suivantes: *Aspidichthys ingens* v. Koenen, *Brachydirus carinatus* v. Koenen, *B. scaber* v. Koenen, *Oxyosteus* sp., *Pholidosteus bidorsatus* v. Koenen, *Brachydirus grandis* Gross, *Pachyosteus bulla* Jkl., *Leptosteus* sp.

Comme on le voit, ce peuplement est composé exclusivement de représentants de la faune rhénane; les formes des eaux peu profondes manquent dans ce niveau. Ce fait est en fonction de la transgression plus accusée lors du dépôt des couches renfermant les goniatites et les trilobites et offrant des conditions écologiques favorables au développement des poissons géants comme l'était *Aspidichthys ingens, Brachydirus scaber, Pholidosteus bidorsatus* etc.

Les recherches de Bryant *(2)* et de Gross *(14, 15)* ont démontré la présence des genres de Wildungen, tels que *Leptosteus* et *Oxyosteus* dans la faune des couches correspondant à „Intumescens-Schichten" (Portage) en Amérique du Nord (New York). Les poissons rhénans accompagnés de *Manticoceras intumescens,* peuvent donc servir pour caractériser cette zone.

Les calcaires à *Aspidichthys ingens* constituent le sommet du Frasnien dans le Massif de S-te Croix. D'après J. Czarnocki, les gisements faméniens à *Cheiloceras* leur sont directement superposés (Kadzielnia).

Il en résulte que le maximum de la transgression de la mer frasnienne avait eu lieu en même temps dans la région du Massif de S-te Croix et dans les champs dévoniens central et principal de la Russie (Svinord, Ilmen, Bureghi).

En résumé, le Dévonien supérieur du Massif de S-te Croix est une succession de formations marines déposées dans les zones néritiques et littorales avec quelques intercalations formées dans des lagunes.

Nous résumons dans le tableau inséré dans le texte polonais (p. 76 et 77) les synchronisations que nous croyons devoir admettre après com-

paraison des différentes formes discutées ci-dessus, tant dans la région étudiée que dans celles des régions voisines [8].

Le tableau en question montre la répartition des poissons, qui donnent de précieuses indications sur les mouvements de la mer dévonienne dans la région du Massif de S-te Croix. La variabilité des conditions écologiques, que ces mouvements ont occasionnée, a déterminé le caractère de la faune. Une étude plus détaillée de la faune ichtyologique et celle des Invertebrés permettra ultérieurement de résoudre les problèmes douteux et d'établir une synchronisation plus précise, en fournissant des documents importants pour la stratigraphie locale du Dévonien supérieur [9].

---

[8] D'après les données de Heckel, Obrutschew, Gross, Jarvik.

[9] M-me Zinaida Gorizdro - Kulczycka, chef du Laboratoire Paléoichtyologique du Musée de la Terre, décédée le 5 juin 1949, n'a pas vu, hélas, la parution de son étude sur les Dipneustes dévoniens. Cette étude fut exécutée immédiatement avant le début de la seconde guerre mondiale, mais ce n'est que dans les cadres du travail au Musée de la Terre qu'elle put être achevée et préparée pour l'édition *(Réd.)*.

BRONISŁAW HALICKI

Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim

W planie prac moich nad interglacjałami oddawna figuruje rewizja stratygrafii wszystkich profilów interglacjalnych Polski. Brak możliwości przeprowadzenia jej w krótkim czasie obok oczywistej potrzeby dokonania uprzedniego przeglądu uzyskanych już wyników skłoniły mię do próby zestawienia ich na podstawie istniejącej literatury. Przyświecała mi przy tym nadzieja, że nie wszystkie profile z osadami interglacjalnymi Polski znajdują się w tak dalece niewyraźnej pozycji stratygraficznej, że interpretacja ich wieku winna podlegać korekcie. Przy tej sposobności sięgnąłem również do literatury obcej z myślą o możliwości uzyskania pewnych nawiązań przede wszystkim pomiędzy szczegółowo badanym przy mym współudziale dorzeczem Niemna a obszarami Polski, po drugie zaś — pomiędzy Polską a zachodem i wschodem Europy.

Wyniki wspomnianej próby zebrane są na trzech tablicach, z których pierwsza ilustruje punkt wyjścia: stratygrafię czwartorzędu w dorzeczu Niemna, dwie zaś następne — prawdopodobny obraz bliższych i dalszych nawiązań.

Zbliżoną ujęciem do publikacji niniejszej próbą jest ostatnia praca Woldstedta zawierająca charakterystykę florystyczną interglacjałów europejskich i wynikające z niej wnioski stratygraficzne *(105)*. Słuszną w zasadzie drogę rozumowania Woldstedta zaciemnia mu jednak własny schemat trójdzielności plejstocenu Niemiec oraz zbyt schematyczne ujmowanie w profilach pyłkowych *Quercetum mixtum* jako całości zwartej i niezróżnicowanej. Dzięki temu wyniki publikacji Woldstedta nie zmieniają właściwie w niczym istotnym obrazu przedstawionego przezeń już przed dwudziestu laty w powszechnie znanym podręczniku geologii czwartorzędu *(103)*.

Przechodząc do argumentów własnych i uzasadnienia zestawień przedstawionych w tablicach rozpocznę od podziału młodszego czwartorzędu Europy.

Najwięcej kłopotu sprawiała do niedawna interpretacja „interglacjału dwudzielnego" typu Herning w Jutlandii i niemożność znalezienia

jego odpowiednika w interglacjałach europejskich poza obszarem Danii. Nawiasem mówiąc na wynikających stąd wątpliwościach kończy Woldstedt swoją ostatnią rozprawę z roku 1947 *(105)*.

Dopiero zupełnie niedawno Wennberg *(100)* wykazał w sposób przekonywający, że morena C, uważana w Danii za odpowiednik maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, przykrywa wprawdzie interglacjał eemski, lecz równocześnie podściela serię Skaerumhede, którą zaliczano do tego samego interglacjału *(1)*. Seria Skaerumhede zawierająca obfitą faunę luzytańsko-borealną, która świadczy o umiarkowanym klimacie *(42)*, przykryta jest przez inną morenę denną, D, należącą do odrębnego, młodszego nasunięcia lądolodu skandynawskiego. Wennberg stwierdził również, że zasięg zachodni moreny C jest mniejszy od zasięgu moreny D i ta ostatnia dopiero wyznacza w Jutlandii właściwą granicę „młodszego zlodowacenia". Innymi słowy, mamy obecnie w Danii o jedno zlodowacenie i jeden interglacjał więcej aniżeli przyjmowano dotychczas, a osady z fauną eemską zostały tym samym przesunięte na pozycję przedostatniego interglacjału.

W świetle tych faktów staje się jasna „dwudzielność" kopalnych torfowisk typu Herning, które leżą poza zasięgiem moren zarówno C jak i D. O tym, że „okres Skaerumhede" możemy nazywać interglacjałem (nie tylko interstadiałem), świadczy zarówno obecność ciepłej flory wodnej z brasenią jak i dość wysoki procent lasów liściastych w górnym poziomie torfów typu Herning. Jeszcze bardziej upoważnia do tego ciepły charakter flory leśnej interglacjału w Nieciosach *(4)*, stratygraficznie młodszego o jedno zlodowacenie od interglacjału Żukiewicz, Poniemunia i kilku innych profilów nadniemeńskich *(31, 33)*.

Wyjaśnienie dwudzielności torfowisk typu Herning pozwala obecnie w sposób właściwy odtworzyć historię rozwoju geologicznego tzw. młodszych interglacjałów duńskich.

Wiemy już od dawna *(41)*, że interglacjały te utworzyły się w zagłębieniach jeziorowych powstałych w morenie B po cofnięciu się z obszaru Jutlandii zlodowacenia starszego od „C". W okresie interglacjału B/C, tj. eemskiego, w nieckach jeziorowych osadziły się gitie, później zaś, w miarę zarastania jezior, na powierzchni ich zaczęły rozwijać się torfy. Z okresu tego pochodzą dolne ciepłe poziomy florystyczne w osadach typu Herning oraz osady typu Brörup. Zbliżanie się zlodowacenia „C" sygnalizuje zimny poziom subarktyczny w stropie torfowisk typu Brörup i w środku osadów typu Herning, wkrótce zaś potem dawne niecki jeziorowe ulegają zasypaniu przez osady rzeczne czy fluwioglacjalne lub też wypełniają się deluwiami. Okres lodowy „C" zamyka w ten sposób pierwszy etap kopalnych torfowisk Danii.

W ostatnim interglacjale C/D (Skaerumhede) już tylko w nielicznych niekompletnie zasypanych reliktowych kotlinach wznowiły się procesy akumulacji jeziorowej i tworzenia się torfu. Stąd tak niewiele profilów typu Herning z zachowanymi przekrojami obu interglacjałów. Soliflukcja i zasypanie fluwioglacjalne z pobliskiej krawędzi zlodowacenia „D" kończy historię starych jezior jutlandzkich.

Zdanie sobie sprawy z historii torfowisk typu Herning skłania do porównania ze sobą obrazów florystycznych uzyskanych z diagramów pyłkowych z obu interglacjałów. Już na pierwszy rzut oka można stwierdzić, że młodszy spośród nich zawiera mniejsze procenty *Quercetum mixtum* (max. 15%) i grabu (do 10%). Ilość leszczyny wykazuje znacznie mniejsze różnice (w górnym dochodzi bądź co bądź do 133%). Flora wodna zawiera w obu interglacjałach elementy ciepłolubne z brasenią na czele. Najbardziej jednak istotnym dla naszych rozważań zjawiskiem jest brak zróżnicowania w obrębie składników *Quercetum mixtum*. Nie zaznacza się tu w szczególności jego „lipowy" charakter w przedostatnim interglacjale, tak typowo występujący w dorzeczu Niemna *(31)*. Duża przewaga dębu nad innymi składnikami jest przy tym cechą stałą we wszystkich profilach zarówno typu Herning jak Brörup. Najwidoczniej stosunki klimatyczne Jutlandii[1] były w ciągu przedostatniego interglacjału odmienne aniżeli w dorzeczu Niemna. Nie należy się temu dziwić wobec różnic w położeniu geograficznym obu tych obszarów.

Jeśli posuniemy się z Danii ku południowi, natrafimy wkrótce na bardzo ciekawy profil interglacjalny w Oldenbüttel nad Kanałem Kilońskim *(38)*, a więc niedaleko od dzisiejszej nasady Półwyspu Jutlandzkiego (aczkolwiek jeszcze w jego obrębie).

Bardzo istotne znaczenie tego profilu polega na tym, że jego przynależność do przedostatniego interglacjału stwierdzono na drodze paleontologicznej. Zazębia się on mianowicie z osadami zawierającymi bogatą i typową faunę eemską bez śladów jakiejkolwiek przerwy stratygraficznej.

Diagram pyłkowy z Oldenbüttel jest bardzo pouczający. Wprawdzie i tu jeszcze *Quercetum mixtum* jest reprezentowane głównie przez dąb, jednak w drugiej połowie interglacjału pojawia się w niewielkich ilościach jodła, której nie ujawniały profile duńskie. Jest to pierwsza uchwytna różnica pomiędzy obu pobliskimi obszarami (Dania wł. i Szlezwik-Holsztyn).

Jak zobaczymy dalej, różnice te będą się szybko zwiększały z chwilą opuszczenia granic półwyspu i zetknięcia się z równowiekowymi profilami na terenie zwartego kontynentu.

---

[1] Pomijam tu ewentualny wpływ czynników edaficznych ze względu na stałość zjawiska, o którym mówiliśmy, na znacznym obszarze.

Na południe od Łaby od dawna już znane jest duże skupienie jeziorowych osadów interglacjalnych Pustaci Lüneburskiej. Szereg spośród nich posiada już dziś dokładnie opracowane spektra pyłkowe, co umożliwia porównanie rozwoju szaty leśnej tego obszaru z regionami sąsiadującymi *(2, 24, 27, 72, 83, 84, 104, 105)*.

Najbardziej interesującą nas i na tym terenie kwestią będzie analiza składu procentowego głównych składników *Quercetum mixtum*. Część profilów zdradza już tutaj wyraźną przewagę lipy nad dębem (Billstedt, Honerdingen, Mengebostel); inne wykazują równowagę ilościową pomiędzy obu drzewami (Kuhgrund, Römstedt), jeszcze inne zachowują przewagę dębu nad lipą (Lehringen, ew. Bramfeld). Grab jest wszędzie reprezentowany (miejscami przekracza 50%), jodła powyżej fazy grabowej przekracza na ogół 10% (w Lehringen 16%). Abstrahując od różnic w obrębie *Quercetum mixtum,* interglacjały Pustaci Lüneburskiej niewątpliwie posiadają wspólny habitus w historii rozwoju swej szaty leśnej, co słusznie podkreślił ostatnio Woldstedt *(105)*.

Niestety, wszystkie te interglacjały leżą poza zasięgiem obu młodszych nasunięć lodu (tj. moren C i D) i przykryte są jedynie osadami piaszczysto-żwirowymi, które związane są najpewniej z ostatnim zlodowaceniem („D"). Teoretycznie rzecz biorąc mogą one pochodzić zarówno z ostatniego jak przedostatniego okresu międzylodowcowego. W tej sytuacji można by się upierać przy hipotezie o przynależności profilów z „dębowym" *Quercetum mixtum* do ostatniego, z „lipowym" zaś do przedostatniego interglacjału.

Hipoteza taka miałaby jednak zbyt kruche podstawy, aby uchodzić za prawdopodobną. Większość interglacjałów Pustaci Lüneburskiej reprezentuje wypełnione organogenicznymi osadami jeziora rynnowe wyerodowane w starej morenie, a więc genetycznie nie odbiega od typu kopalnych jezior Jutlandii.

Nie sposób wyobrazić sobie, aby którekolwiek z tych jezior przetrwało cały interglacjał i całe następne zlodowacenie nie pozostawiając śladu osadów, a dopiero w następnym interglacjale szybko wypełniło się masą margli lub ziemi okrzemkowej o bardzo poważnej miąższości. Najprawdopodobniej więc interglacjały tego obszaru pozbawione niewątpliwego morenowego pokrycia datują się z eemskiego, a więc przedostatniego okresu międzylodowcowego. Stąd płynie dalszy z kolei wniosek, że interglacjał ten zatraca swój „lipowy" charakter (jako typowy) na terenie zachodnich Niemiec, na Półwyspie Jutlandzkim natomiast przechodzi nawet wyraźnie w „dębowy". Inaczej rzecz się ma na wschodzie.

Zanim jednak przejdziemy do tego tematu, wypadnie poruszyć pokrótce sprawę geologii czwartorzędu tego obszaru.

W pn.-zach. regionach ZSRR wyróżniono w ostatnich latach dwie istotne granice morfologiczne i stratygraficzne. Jedna z nich biegnie od okolic Wołogdy przez wzgórza Wałdaju w kierunku Witebska i odpowiada zasięgowi tzw. zlodowacenia wałdajskiego, które K. Markow *(54)* uważa za granicę ostatniego zlodowacenia. Nieco dalej na południe, od Galicza przez okolice Moskwy do Mińska, daje się prześledzić następna, uważana przez Markowa *(op. cit.)* za granicę „moskiewskiego stadium" wielkiego, tj. „dnieprzańskiego" zlodowacenia. N. Sokołow *(85)* uważa ją wbrew opinii Markowa za linię zasięgu niezależnego „przedostatniego zlodowacenia". Najistotniejszym dla nas momentem jest to, że na obszarze ZSRR zasięg owego „przedostatniego zlodowacenia" jest większy od zasięgu ostatniego. Znaczenie tej okoliczności wyniknie niebawem w zestawieniu z innymi faktami.

Na wspomnianych terenach istnieje kilkanaście stanowisk interglacjalnych dokładnie zbadanych pod względem florystycznym i posiadających opublikowane profile pyłkowe *(11, 12, 13, 26, 44, 54, 88, 89)*.

Tu obserwujemy zjawisko uderzające:
Quercetum mixtum z przytłaczającą przewagą dębu (do 65%) posiadają interglacjały

1) bądź pokryte przez morenę ostatniego zlodowacenia (wałdajską), bądź też

2) pozbawione przykrycia morenowego, lecz położone w obrębie zasięgu moreny „moskiewskiej".

Interglacjały pokryte przez morenowe lub sandrowe osady nasunięcia moskiewskiego, czy też leżące poza ich zasięgiem (bez przykrycia) mają *Quercetum mixtum* wyraźnie lipowe, a w zachodniej części obszaru, w dorzeczu górnego Dniepru, ujawniają ponadto wybitne kulminacje grabu (do 90%). Poza tym szereg innych cech drugorzędnych żywo przypomina, w każdym z obu typów, charakter ostatniego czy też przedostatniego interglacjału z dorzecza Niemna [2].

Stosunki te ilustruje tabela I.

---

[2] Profil interglacjalny w Mikulinie, ujawniający względną przewagę lipy, mógł uchodzić za wyjątek z tej reguły w świetle starszej literatury *(11, 44)*. Obecnie jednak wiek tego stanowiska został przez Sokołowa *(85)* cofnięty o jedno zlodowacenie na podstawie argumentów geologicznych. Mikulino mianowicie leży w obrębie zwartego zasięgu osadów lessowych Białorusi i Rosji środkowej, datujących się z ostatniego okresu lodowego (odpowiednik lessu nowogródzkiego). Osady te nie przekraczają w zasadzie granicy zasięgu zlodowacenia wałdajskiego.

TABELA I

Pierwsza grupa (First group)			Druga grupa (Second group)		
Miejscowość (locality)	% *Quercetum mixtum*	% dębu (oak)	Miejscowość (locality)	% *Quercetum mixtum*	% lipy (lime)
Dworec	28	25	Murawa (Berezyna)	28	23
Zujewo	82	70	Mikulino	41	28
Potylicha	52	45	Łojew	66	52
Troickoje	43	38	Petrowskij	32	23?
Iljinskoje	79	68	Drożżino	48	43
Szeksna	34	29	Pepełowo	57	55
Kostroma	27	23			
Ples	69	52			
Galicz	30	26			
Łobaczi	57	52			
Czuchłoma	39	35			

Tak daleko posunięte zbieżności, niezależne na omawianym odcinku od szerokości i długości geograficznej, trudno uważać za dzieło przypadku. W związku z tym pozostaje jedynie przyjęcie istnienia dość jednolitej „facji wschodniej“ w historii rozwoju lasów podczas ostatnich dwóch okresów międzylodowcowych na rozległym obszarze pomiędzy Niemnem a górną Wołgą [3].

Wyciągając dalsze konsekwencje wypada ponadto przyznać słuszność Sokołowowi w interpretacji nasunięcia moskiewskiego i uznać je za odpowiednik niezależnego zlodowacenia.

Granicę jego zasięgu prześledzili badacze rosyjscy do okolic położonych na S od Mińska, gdzie wiąże się ona niemal bezpośrednio z południowym zasięgiem zlodowacenia na północnej krawędzi Polesia, które uważałem za niezależne już w 1935 r. *(28)* [4]. W tym czasie byłem jednak skłonny identyfikować zlodowacenie „północno-poleskie“ z tzw. zlodowaceniem warciańskim i ciągnąć jego zasięg za Woldstedtem *(103)* w kierunku Podlasia i Polski środkowej.

Kilka wypadów terenowych w latach późniejszych zachwiało jednak poważnie poglądem pierwotnym. Dziś skłonny jestem przychylić się

[3] Wniosek taki doznaje dalszego poparcia w fakcie występowania nad Niemnem kopalnych szczątków świerka syberyjskiego *(Picea obovata)* w Nieciosach, Rumlówce i Żukiewiczach, a w tych ostatnich również modrzewia syberyjskiego *(Larix sibirica) (4, 96)*.

[4] O konkretnych argumentach stratygraficznych i morfologicznych, przemawiających za odrębnością i niezależnością tego nasunięcia lądolodu, będzie mowa na innym miejscu *(33)*.

do opinii Zaborskiego (*107*, s. 45) i dalszego ciągu granicy zasięgu zlodowacenia „północno-poleskiego“ dopatrywać się raczej bardziej na północ od stadium podlaskiego (w tym znaczeniu jak je rozumiał Zaborski), w okolicach górnej Narwi i Białegostoku. Stadium podlaskie, podobnie jak stadium Warty w ujęciu Woldstedta, stanowi najprawdopodobniej jedynie fazę recesyjną zlodowacenia środkowo-polskiego, być może podkreśloną krótkim nasunięciem oscylacyjnym. Na północ od puszczy Białowieskiej stadium to biegnące z SW na NE kryje się pod osadami zlodowacenia „północno-poleskiego“, którego przebieg jest na omawianym odcinku mniej więcej równoleżnikowy.

Pytanie, gdzie szukać dalszej granicy zasięgu tego zlodowacenia, pozostanie bez konkretnej odpowiedzi do czasu przeprowadzenia dokładnych poszukiwań w terenie. Może skręca ona ku północnemu zachodowi, w kierunku Goniądza, może biegnie przez wielkie łańcuchy moren czołowych Czerwonego Boru, ciechanowskich i mławskich. Nie znając niemal zupełnie tych obszarów z autopsji powstrzymuję się od zajęcia zdecydowanego stanowiska w tej sprawie. Ważna dla naszych rozważań jest jedynie ta okoliczność, iż omawiana granica zasięgu przedostatniego zlodowacenia niemal napewno przebiega na N od Warszawy i, bliżej lub dalej, zanurza się z kolei pod osady zlodowacenia bałtyckiego. W ten sposób interglacjał na Żoliborzu mający, jak podkreśliłem poprzednio *(31)*, zasadnicze cechy przedostatniego interglacjału, może datować się istotnie z tego okresu [5]. W analogicznej sytuacji znajdzie się przykryty bałtycką moreną interglacjał w Rusinowie (Rinnersdorf) *(8, 36, 86)* w przypadku mniejszego od bałtyckiego zasięgu przedostatniego zlodowacenia. Jak wiadomo, zawiera on wybitnie lipowe *Quercetum mixtum*, a wyżej do 90% grabu. „Facja wschodnia“ przedostatniego interglacjału ciągnęłaby się wówczas co najmniej do granic Niemiec.

Przechodząc do opisu następnego z kolei okresu międzylodowcowego wypadnie od razu mocno zaakcentować odrębność jego florystycznego oblicza. Istotnie, jeśli różnice w obrazie spektrum pyłkowego lasów dwóch ostatnich interglacjałów mogły wydawać się niektórym badaczom niedość jaskrawe i przekonywające *(96)*, to interglacjał reprezentowany przez profil w Żydowszczyźnie nie da się w żadnym przypadku zestawić z interglacjałami młodszymi.

Sytuacja stratygraficzna Żydowszczyzny, dwukrotnie błędnie interpretowana *(77, 40)*, jest obecnie zupełnie jasna *(34)*. Przykrywają ją dwie

---

[5] Sytuacja stratygraficzna Jeziora Żoliborskiego odpowiadałaby sytuacji interglacjalnych jezior kopalnych Pustaci Lüneburskiej i Półwyspu Jutlandzkiego.

moreny, z których górna odpowiada przedostatniemu zlodowaceniu („północno-poleskiemu"), niższą zaś najlogiczniej jest uznać za ekwiwalent następnego wstecz zlodowacenia środkowo-polskiego.

Na terenie Polski środkowej mamy interglacjał w Olszewicach *(62, 60)*, który zdradza zadziwiające podobieństwo z Żydowszczyzną, co już spostrzegli Kulczyński *(50)* i Woldstedt *(105)*. Interglacjał ten znajduje się ponadto w identycznej co ona sytuacji stratygraficznej, przykrywa go bowiem również morena środkowo-polska. Olszewice są cenne jeszcze z tego względu, iż sygnalizują w swoim regionie niemal stałe występowanie niewielkich ilości buka, którego nie stwierdzono w ostatnim interglacjale, w przedostatnim zaś nie daje on ciągłej krzywej na żadnym dłuższym odcinku.

Identyfikacja interglacjałów w Węgorzewie (Angersburg *47*) i Berlinie (poziom paludinowy *37*) z Żydowszczyzną i Olszewicami nie nastręcza wątpliwości. Mniej jasno przedstawia się sprawa z interglacjałami najbliższych okolic Poznania *(25, 48, 65, 95)*. Ich sytuację stratygraficzną wypadnie raz jeszcze przestudiować w terenie. Bądź co bądź Szeląg zdradza bardzo duże podobieństwo w historii rozwoju lasów z interglacjałem paludinowym Berlina, ujawniając ponadto charakterystyczne dla Żydowszczyzny i Olszewic chłodne wahnienie w stropowej części profilu (nb. przez autorów botanicznego opisu Szeląga nie wyróżnione).

Jeśli zwrócimy się obecnie ku dalszym obszarom Europy, łatwo uchwycimy uderzające na Wschodzie analogie w spektrach pyłkowych Olszewic i Żydowszczyzny z jednej strony a Lichwina z drugiej *(11)*. Interglacjał w Lichwinie przykrywa morena zlodowacenia dnieprzańskiego *(59)*, które z dużym prawdopodobieństwem możemy uważać za odpowiednik zlodowacenia środkowo-polskiego. A więc i stosunki stratygraficzne przemawiają za równowiekowością wymienionych wyżej osadów. Do tego samego okresu należy również z całą pewnością Fatianowka *(57)*, być może też Ruczawa *(15)* i Onikszty *(20)* na terenie krajów bałtyckich.

Na krótką wzmiankę zasługuje profil w Kopysiu nad Dnieprem. Nad osadami interglacjalnymi spoczywać ma tu jedynie gruba seria piasków z kamykami uważanych za fluwioglacjał „młodszego" zlodowacenia *(12)*. Charakter lasów w Kopysiu jest jednak bardzo zbliżony do profilu Lichwina (uzupełniając go w stropie), co wzbudza wątpliwości na temat poprawnej interpretacji nadkładu [6]. Naszym zdaniem interglacjał w Kopysiu wypadnie z dużym prawdopodobieństwem zaliczyć do lichwińskiego typu osadów w pełnym, a więc i stratygraficznym znaczeniu tego określenia.

---

[6] P. stronę następną.

Wynikałoby z tego, że i w tym czasie na wielkich obszarach Europy środkowej i wschodniej panował klimat podobny, który warunkował podobny rozwój szaty leśnej z niewielkimi stosunkowo odchyleniami regionalnymi.

Cechą wspólną lasów interglacjału, o którym mowa, jest brak samodzielnej fazy lasów liściastych, które wszędzie zastąpione są tu przez lasy mieszane liściasto-iglaste. Szczególnie typowym zjawiskiem jest tu duży udział świerka i jodły, niekiedy z domieszką modrzewia. Bardziej na zachód jodłę częściowo zastępuje buk, miejscami zjawia się *Ilex aquifolium* i reliktowa *Tsuga,* której brak już w młodszych interglacjałach.

Tego rodzaju skład lasów, szczególnie w zestawieniu z szatą leśną dwu młodszych interglacjałów, nasuwa refleksje na temat stosunków klimatycznych, które o składzie tym przede wszystkim decydowały. Zgodnie z panującą opinią, interglacjał ten stanowić ma odpowiednik „wielkiego interglacjału", wyjątkowo długotrwałego i cieplejszego od innych. W zestawieniu z obliczem lasów opinia ta nie wydaje się dostatecznie przekonywającą.

Obecność elementów atlantyckich (jodła, buk, ostrokrzew) świadczy o oceaniczności klimatu; inne cechy mówią o temperaturze (w okresie optimum) niewiele wyższej od panującej współcześnie. Procenty drzew ciepłolubnych są, przynajmniej w Europie środkowej i wschodniej, niższe aniżeli w innych interglacjałach, prawdopodobny zaś udział *Abïes fraseri* w zbiorowisku jodłowym, niekiedy w asocjacji z kosodrzewiną *(47)* wpływa in minus na ocenę stosunków termicznych, opartą na wymaganiach ekologicznych *Abïes alba*[7]. Jeśli uwzględnimy przy tym zimne wahnienie, stwierdzone przez botaników i pozostające w zgodzie z obserwacjami geologicznymi w dorzeczu Niemna (iły warwowe, które dzielą facje rzeczne interglacjału, por. *33),* musimy dojść do wniosku, że stabilizacja „interglacjalnych warunków klimatycznych" była w tym okresie dość chwiejna, mimo że ogólny czas trwania interglacjału mógł być stosunkowo dość długi.

---

[6] Nb. niektóre sąsiednie profile interglacjalne posiadają publikowane w krótkich odstępach czasu opisy sprzeczne, co zmniejsza zaufanie do ich poprawności. Np. w opisie profilu Łojewa Dokturowskij podaje za Mirczynkiem w r. 1931 w stropie interglacjału morenę, w roku zaś 1934 — piaski *(12, 14).*

[7] Możliwość występowania obok siebie dwóch gatunków jodły („ciepłego" i „zimnego") w interglacjale, o którym mowa, nabiera ciekawego aspektu przy analizie nasilenia udziału pyłku tego drzewa w osadach poszczególnych regionów. Najwięcej jodły stwierdzono mianowicie w strefie Europy środkowej (między Berlinem a Żydowszczyzną), gdzie mogły istnieć obok siebie oba gatunki. Na zachodzie i wschodzie powinny one były, teoretycznie rzecz biorąc, wyłączać się wzajemnie. W tych obu kierunkach istotnie ilość pyłku jodły wyraźnie maleje.

Szukając odpowiedników interglacjału, o którym mowa, na terenach Europy zachodniej natrafimy na pewne trudności w nawiązaniach jego obrazów florystycznych z Niżem środkowo- i wschodnio-europejskim.

Woldstedt, zwracając uwagę na florystyczną odrębność „starszego interglacjału" (Żydowszczyzna, Olszewice itp.), zalicza do tego typu na terenie Niemiec zachodnich osady międzylodowcowe w Ummendorf, Neu-Ohe i Münster *(105)*. Czyni to jednak nie bez zastrzeżeń podkreślając m. in. brak jodły w dwu pierwszych profilach, ogromną przewagę sosny i niejasną pozycję stratygraficzną wszystkich trzech stanowisk. Zastrzeżenia te wydają się słuszne. W gruncie rzeczy jako cechy rozpoznawcze pozostały tu jedynie niskie procenty drzew liściastych oraz leszczyny, co w Europie zachodniej przestaje być czymś wyjątkowym, jak stwierdzono na terytorium Holandii.

Z obszaru tego uzyskaliśmy ostatnio dzięki pracy Brouwera *(5)* szereg bardzo ciekawych diagramów pyłkowych obejmujących osady środkowego i dolnego plejstocenu w pn.-wschodnich prowincjach Holandii. W osadach tych wyodrębnił Brouwer co najmniej dwa interglacjały, które uważa za odpowiedniki alpejskich Mindel-Riss (= Elster-Saale) i Günz-Mindel. Spektra pyłkowe obu poziomów są dość zbliżone; dolny z nich wyróżnia się nieco większym udziałem *Quercetum mixtum* z leszczyną oraz grabu, nieco zaś mniejszym — jodły i olchy. Ilościowo rzecz biorąc różnice te są bardzo niewielkie. *Quercetum mixtum* nigdzie nie przekracza w profilach Brouwera 20% ogólnej ilości pyłków drzew, normalnie zaś mieści się w granicach 10%.

W tej sytuacji stwierdzamy wyraźną analogię w trudnościach nawiązań florystycznych pomiędzy zachodem a wschodem Europy, jakie podnosiliśmy przy omawianiu młodszych interglacjałów. Jeśli mimo to mogą być sugerowane jakieś prawdopodobne nawiązania stratygraficzne, jest to przede wszystkim wynikiem analizy kryteriów geologiczno-stratygraficznych *(7, 98, 99, 110)* albo przynajmniej szerokiego ich uwzględnienia przy badaniach pyłkowych (cf. Brouwer *op. cit.*). Nie wchodząc w szczegóły warto jednak podkreślić, iż fauny morskie posiadają w tym interglacjale charakter chłodniejszy niż fauna eemska.

Profil interglacjalny w Janiańcach i Maksymańcach nad Niemnem *(4)* pozwolił nam poznać historię rozwoju lasów w jeszcze jednym, kolejno starszym międzylodowcowym okresie. Niestety, jest to jedyny profil pyłkowy tego wieku o zupełnie wyraźnej sytuacji stratygraficznej *(33)*. Podobną linię rozwojową lasów z typowo „zdublowaną" kulminacją *Quercetum mixtum* posiada interglacjał w Szczercowie[8], jednak stratygrafia

[8] Mniej wyraźnie występuje to w Dzbankach, gdzie próby pobierane były w większych odstępach.

osadów szczercowskich w ujęciu Premika *(70)* pozostaje z tym podobieństwem w sprzeczności. Zważywszy, że tendencją niemal każdego badacza jest „dopasowywanie“ stratygrafii lokalnej do obowiązującego w danym czasie schematu, skłonny byłbym, mimo podniesionych zastrzeżeń, uważać Szczerców za prawdopodobny odpowiednik chronologiczny Janianiec.

Możliwości konkretnych nawiązań do dalszych obszarów Europy są dla tego okresu znikome. Stratygraficznie powinny odpowiadać interglacjałowi w Janiańcach niższe ciepłe poziomy florystyczne w Spannenburgu i Bergumerheide w Holandii. Odległość pomiędzy obu obszarami jest jednak bardzo duża, podobieństwo zaś diagramów pyłkowych, praktycznie rzecz biorąc, nie istnieje. Jedyną zbieżną tendencję stanowić mógłby wzrost udziału *Quercetum mixtum* w porównaniu z interglacjałem poprzednim. O ile jednak w dorzeczu Niemna i ew. w Polsce wzrost ten jest bardzo wydatny, o tyle w Holandii zaznacza się raczej dość słabo.

Na tablicy III do tego okresu włączyłem (ze znakiem zapytania) interglacjały duńskie Harreskov i Starup.

Oba te stanowiska (obok kilku innych bez profili pyłkowych) leżą „pod moreną B“ *(41)* i zaliczone zostały przez Jessena i V. Milthersa *(41)* do „przedostatniego interglacjału“. Zważywszy, że osady lodowcowe pokrywające zostały, zarówno w Harreskov jak i Starup, bardzo mocno zniszczone i zredukowane, można by wysunąć przypuszczenie o ich nieco starszym wieku.

Przemawiałyby za taką możliwością profile pyłkowe, które bardzo jaskrawo odbiegają od przeciętnego obrazu lasów interglacjału „paludinowego“ (typ Żydowszczyzna-Olszewice) zdradzając w zamian szereg cech charakterystycznych dla okresu typu Janianiec.

W szczególności uderzają w Harreskov i Starup wysokie procenty *Quercetum mixtum*, jego szybki rozrost i bardzo charakterystyczna dwuwierzchołkowość wynikająca z odrębnych (w czasie) kulminacji wiązu i dębu. Obraz ten, identyczny w obu profilach, nie powtarza się w żadnym innym diagramie pyłkowym z osadów młodszych, zarówno na obszarze Danii jak i na terenach sąsiednich. Zdając sobie sprawę, że ostateczne rozstrzygnięcie kwestii ich wieku może nastąpić dopiero w przyszłości, traktuję wysunięte na ten temat sugestie, jako jeden z szeregu punktów przedstawionej w niniejszej publikacji hipotezy roboczej.

Parę słów wreszcie na temat najstarszego naszego interglacjału. Miał go reprezentować pokład torfu koło Hamerni nad Lubaczówką, dopływem Sanu *(92)*. Jak tego dowiódł Pawłowski *(63)*, interpretacja stratygraficzna Szafera nie da się dla tego profilu utrzymać, morena bowiem zlodowacenia Cracovien nie jest młodsza lecz starsza od torfów intergla-



MAPKA ZASIĘGÓW ZLODOWACEŃ NA NIŻU EUROPEJSKIM

1 zasięg ostatniego zlodowacenia VI — *2* z. przedostatniego zlodowacenia V na powierzchni — *3* tenże zasięg pod osadami młodszymi — *4* z. zlodowacenia środkowopolskiego IV (Saale) — *5* z. stadium Warty IV W — *6* z. zlodowacenia południowo-polskiego III (poza obszarem Polski niewyróżnione) — *7* z. zlodowacenia karpackiego II (Elster?)

Pd. granica zasięgu erratyków w Polsce i w Niemczech, może na różnych odcinkach odpowiadać zlodowaceniom II lub III a nawet IV

Zasięg najstarszego zlodowacenia w Polsce (I) nie jest dotychczas ujęty kartograficznie

EXTENTS OF GLACIAL STAGES ON THE EUROPEAN LOWLAND

1 extent of the last glaciation VI — *2* extent of the penultimate glaciation on the surface — *3* the same under the younger sediments — *4* extent of the middle-Polish glaciation IV (Saale) — *5* extent of the Warta substage IV W — *6* extent of the south-Polish glaciation III (not distinguished beyond Poland) — *7* extent of the „Carpathian“ glaciation II (Elster?)

The southern limit of erratics in Poland and Germany may in different areas correspond to the glaciations II, III or IV

The extent of the oldest glaciation in Poland (I) is not yet exactly determined

cjalnych, które przykryte są jedynie osadami rzecznymi. Wiek Hamerni trzeba więc będzie przesunąć w kierunku stropu czwartorzędu; jak daleko — w tej chwili odpowiedzieć nie sposób.

Jedynym punktem występowania szczątków roślinnych z najstarszego interglacjału stwierdzonym na zupełnie pewnych podstawach stratygraficznych pozostaje dotychczas Wilno *(32, 33)*.

Kilka uwag poświęcić wypada kwestii zasięgu zlodowaceń dzielących okresy interglacjalne, o których mówiliśmy ostatnio.

Na naszym Niżu stosunkowo najlepiej poznany jest zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego. Na wschodzie wiąże się on prawdopodobnie ze zlodowaceniem dnieprzańskim, na zachodzie — ze zlodowaceniem Solawy (Saale).

Do niedawna przyjmowano istnienie jednego tylko starszego poziomu morenowego poniżej tej moreny i, ewentualnie, residuów materiału północnego odpowiadających najstarszemu u nas zlodowaceniu. W dorzeczu Niemna poniżej odpowiednika glacjału środkowo-polskiego (= poziom moreny podścielającej interglacjał Żydowszczyzny) mamy niewątpliwie dwa poziomy morenowe oraz ponadto residualny poziom bruku ze skał miejscowych i skandynawskich.

W ostatnich latach nagromadziło się sporo danych o istnieniu również na Niżu Polskim dwóch odrębnych moren, starszych od moreny środkowo-polskiej. Stwierdzono je w punktach następujących: dolina Kamiennej *(67)*, Huszczka Wielka koło Skierbieszowa na Wyżynie Lubelskiej *(79)*, Piotrków *(51)*, Brzesko Nowe *(52)* i kilka innych. Na tej podstawie można twierdzić, że oba te zlodowacenia dotarły do obszarów Polski południowej. Które z nich oparło się o Karpaty a nawet wdarło się jęzorami w doliny karpackie, jeszcze dokładnie nie wiemy. Być może, południowy zasięg skandynawskich głazów narzutowych wyznaczają u nas różne na poszczególnych odcinkach zlodowacenia. Nie jest wreszcie wyłączone, że oba zlodowacenia dotarły do Karpat; w każdym razie wypowiadano już w naszej literaturze tego rodzaju opinie *(63, 64)* [9].

Jak już wspomniałem na innym miejscu *(30, 32)*, osady lodowcowe podścielające interglacjał wileński są bardzo zniszczone i często zubożałe, co świadczy o jego długim trwaniu. Zasięg najstarszego na naszym Niżu zlodowacenia nie może być z tego względu odtworzony nawet w przybliżeniu. Z faktu występowania skąpych szczątków materiału północnego w niektórych osadach dolnoplejstoceńskich w okolicach Warszawy *(80)*,

---

[9] Konkretne ujęcie tej kwestii w tablicach II i III jest jedynie wynikiem tabelarycznej metody przedstawienia zagadnienia stratygraficznego. Niepewność w interpretacji wieku obu moren, o którym mowa, wyrażona jest w tablicach znakiem zapytania.

w dolinie Kamiennej *(67)* i na wyżynach środkowo-polskich *(6, 70, 69)* wnioskować można, że zasięg tego zlodowacenia na Niżu Polskim był, z grubsza rzecz biorąc, zbliżony do zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego, może nieco od niego mniejszy.

Jeśli na terenie Polski kwestia liczby i zasięgów zlodowaceń zaczyna się powoli wyjaśniać, to na innych obszarach Europy brak niektórych ogniw stratygraficznych. W szczególności można dziś zadać pytanie, czy maksymalny zasięg osadów lodowcowych na zachód od Wezery istotnie na całej przestrzeni pokrywa się ze zlodowaceniem Solawy (Saale), czy też może tu wchodzić częściowo w grę zlodowacenie poprzednie. Już nawet tak ograniczone przesunięcie zasięgów zlodowaceń obaliłoby dotychczasowe konstrukcje stratygraficzne na obszarach Holandii i pn.-zachodnich Niemiec.

Analogiczna sytuacja istnieje na terytorium ZSRR, gdzie przyjmowana przez większość geologów trójdzielność czwartorzędu niżowego dopiero w ostatnich czasach zaczyna być przez niektórych badaczy kwestionowana (Sokołow, *op. cit.)*.

Paralelizowanie zlodowacenia, które u nas dosięgło Karpat, ze zlodowaceniami Elstery w Niemczech i lichwińskim w ZSRR utarło się niemal powszechnie. Podniesione wyżej wątpliwości co do chronologicznej pozycji zlodowacenia, które wyznacza u nas granicę maksymalnego zasięgu erratyków, mogą jednak podważyć te nawiązania[10]. W ZSRR przyjmuje się, jak wiadomo, że zlodowacenie lichwińskie miało zasięg znacznie mniejszy od dnieprzańskiego. Tezę tę wysunął zresztą już dość dawno Wołłosowicz *(106)*. W dzisiejszej sytuacji musimy się liczyć i z taką ewentualnością, że stratygraficzna treść pojęć „lichwińskie-dnieprzańskie" może również nabrać nowego znaczenia.

Bezpośrednich i pewnych nawiązań pomiędzy staroplejstoceńskimi lodowcowymi osadami Polski i innych obszarów na razie brak. Dlatego na tablicy III wprowadzono je też z zastrzeżeniem.

Podsumowując wyniki przeprowadzonych wyżej rozważań można by je ująć w kilku konkretnych punktach:

1. Studia nad czwartorzędem dorzecza Niemna pozwoliły poznać i rozwinąć znajomość stratygrafii tego okresu geologicznego dzięki głę-

---

[10] Przeglądając literaturę niemiecką, która podaje materiały wiertnicze, można niejednokrotnie mieć wątpliwości, czy poniżej „moreny Saale" da się wyróżnić tylko jedno zlodowacenie (Elster). Dla przykładu wspomnę, że cytowane w podręczniku Woldstedta dwa wiercenia berlińskie*(103,* s. 180) podają miąższość moreny Elstery na 43 m (w tym wkładka 20-metrowa piasków i iłów) i 95 m! Gdyby to były sporadyczne przypadki, można by je uważać za prawdopodobne, — gdy powtarzają się częściej, budzą nieufność.

bokim wcięciom dolin rzecznych, silnie meandrujących i dostarczających doskonałych przekrojów osadów plejstoceńskich z dużą liczbą interglacjałów organogenicznych. Na innych obszarach Europy środkowej, w szczególności zachodniej brak tego rodzaju sprzyjających warunków naturalnych, wobec czego badanie stratygrafii czwartorzędu było tam przeważnie zdane na przypadkowe odkrywki sztuczne oraz wiercenia, które nigdy nie zastąpią odsłonięć naturalnych.

2. Analiza stratygraficzna i florystyczna poszczególnych stanowisk interglacjalnych na Niżu Europejskim pozwala na wysunięcie tezy o *równości wieku geologicznego interglacjałów, charakteryzujących się podobnym obliczem florystycznym i podobną linią rozwojową szaty leśnej.* W analizie florystycznej konieczną jest rzeczą uwzględnianie wzajemnego stosunku składników *Quercetum mixtum* oraz kolejności wkraczania i kulminowania poszczególnych drzew.

3. Na podstawie tych kryteriów można było stwierdzić, że dość stałe na ogół oblicze posiadają na terenie Europy środkowej i wschodniej trzy interglacjały. Ostatni i przedostatni reprezentują na tym obszarze „fację wschodnią“, sięgającą zresztą dość daleko na zachód. Poprzedzający je interglacjał (trzeci od końca) ujawnia zjawisko wprost odwrotne—znacznego na wschodzie zasięgu atlantyckiej „facji zachodniej“, która jest uwarunkowana wilgotniejszym klimatem tego okresu. O najstarszym zbadanym metodą pyłkową interglacjale (Janiańce) trudno na ten temat powiedzieć coś konkretnego wobec braku dostatecznie pewnych obiektów porównawczych z terenów dalszych.

4. W Europie zachodniej różnice florystyczne pomiędzy różnowiekowymi interglacjałami są bardzo trudne do uchwycenia. Przyczyna tego zjawiska tkwi niezawodnie w oceaniczności klimatu Europy zachodniej, która niwelowała na tym obszarze różnice klimatyczne mniej lub bardziej kontynentalnych interglacjałów. Lasy środkowej i wschodniej Europy rejestrowały wahania wilgotności klimatu w sposób o wiele wyraźniejszy i dokładniejszy, nawet przy niewielkich różnicach nasilenia tego czynnika. Jednym ze skutków istnienia tych różnic klimatycznych były również mniejsze wędrówki lasów na zachodzie, gdzie ostoje z okresów lodowcowych musiały znajdować się bliżej (Francja) aniżeli na wschodzie *(94, 108, 109).*

5. Zakorzenione w wielu krajach europejskich tradycyjne schematy stratygraficzne powodowały zapewne nieraz błędną interpretację niektórych zjawisk i faktów. Gmachy tych konwencjonalnych konstrukcji ulegają, bardzo jednak powoli, modyfikacjom w zetknięciu z jaskrawymi faktami, które pozostają z nimi w oczywistej sprzeczności. Tu m. in. leży

niewątpliwie źródło wielu trudności paralelizacji zlodowaceń na różnych obszarach Europy.

Niezależnie od pięciu przedstawionych powyżej punktów, które streszczają główne rezultaty rozważań niniejszej publikacji, nasuwają się pewne uwagi dodatkowe. Dla krótkości podaję je również w postaci zwięzłych sformułowań z zachowaniem ciągłości numeracji punktowej.

6. W nawiązaniach stratygraficznych z zachodem Europy w obrębie poszczególnych etapów czwartorzędowej epoki lodowej (interglacjałów i zlodowaceń) doniosłą rolę odgrywają osady morskie, które w wielu przypadkach dostarczyły dość pewnych podstaw do regionalnych paralelizacji, może nie wszędzie jeszcze dostatecznie ugruntowanych. Uwzględniono je częściowo w tablicy III.

7. Synchronizowanie zjawisk geologicznych czwartorzędowych na Niżu Europejskim z Alpami wciąż jeszcze jest płynne i sporne. Bez większych zastrzeżeń ogranicza się ono właściwie do Würmu.

8. W związku z rozbudową stratygraficznego podziału czwartorzędu Polski zachodzi nagląca konieczność uzupełnienia regionalnej polskiej nomenklatury stratygraficznej. Każda nomenklatura regionalna lub lokalna stanowi niewątpliwie uciążliwy balast dla nauki międzynarodowej, jest jednak złem koniecznym do czasu uzgodnienia stratygraficznych poziomów danego okresu czy formacji przynajmniej na obszarze jednego kontynentu. W polskiej geologii czwartorzędowej podział stratygraficzny plejstocenu powinien opierać się głównie na osadach lądowych, konkretnie — na interglacjałach i dzielących je poziomach morenowych, które odpowiadają zlodowaceniom lub ich stadiom.

Wielu kwestii dotyczących ogólnych i regionalnych zagadnień czwartorzędu europejskiego w tej publikacji nie poruszałem. Również nie uzasadniłem w tekście wszystkich nawiązań, jakie uwzględniłem w tablicach II i III. W tablicach tych znaleźć można także pewne sugestie o możliwości odmiennej interpretacji szeregu faktów, którym nie przypisywano dotychczas istotnego znaczenia, bądź też tłumaczono je inaczej, ponieważ nie mieściły się w dotychczasowych schematach stratygraficznych. Wysunięcie tych nowych możliwości było głównym celem publikacji niniejszej.

Zakład Czwartorzędu i Geomorfologii
Muzeum Ziemi
Warszawa, 1950

LITERATURA — REFERENCES

1. ANDERSEN J. etc. Summary of geology of Denmark. Danmarks Geol. Undersög. V. Raekke, Nr 4, Copenhagen 1928.
2. BEYLE M. Über ein altes Torflager in Bramfeld im südlichen Holstein. Mitteil. Miner.-Geol. Staatsinst. in Hamburg, H. XIV, 1933.
3. BLAGOVESCENSKIJ G. A. Formirovanie lesov lednikovoj obłasti evropejskoj casti SSSR. Trudy Inst. Geogr. A. N. XXXVII, Moskwa—Leningrad 1946.
4. BREMÓWNA M., SOBOLEWSKA M. Wyniki botanicznych badań osadów interglacjalnych w dorzeczu Niemna (Results of botan. invest. of interglacial deposits in the Niemen Basin), Acta Geol. Pol. vol. I, Warszawa (ukaże się w 1950 — to be printed in 1950).
5. BROUWER A. Pollen-analytical and geological investigations of the Lower and Middle Pleistocene in the Northern Netherlands. Leidse Geol. Mededel. XIV B, Leiden 1949.
6. CZARNOCKI J. Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium des Święty Krzyż Gebirges), Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), VII, Kraków 1930.
7. DAM A. u. REINHOLD T. Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Plio-Pleistozäns nach Foraminiferen. Mededeel. Geol. Sticht. Ser. C-V-No. 1, Maastricht 1941.
8. DAMMER B. Zur Altersfrage des Interglazials von Rinnersdorf in d. südl. Neumark. Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 93/9-10. Berlin 1941.
9. DEEVEY E. Biogeography of the Pleistocene. Bull. Geol. Soc. of Am., vol. 60, Nr 9, 1949.
10. DIETRICH W. O. Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 84/4, 1932.
11. DOKTUROWSKY W. S. Die interglaziale Flora in Russland. Geol. För. i Stockholm Förh. Bd. 51, H. 3, 1929.
12. DOKTUROWSKY W. S. Neue Beiträge zur Flora der zwischen- u. postglazialen Ablagerungen der USSR. Kijev 1931.
13. DOKTUROWSKY W. S. Neue Angaben über die intergl. Flora in der USRR. Abh. Naturw. Ver. Bremen, 28, 1931.
14. DOKTUROVSKIJ V. S. Meżlednikovyja torfy BSSR. Zap. Bełar. Akad. Navuk, 1934.
15. DREIMANIS A. A Draft of Pleistocene Stratigraphy in Latvia and S-Estonia. Geol. För. i Stockholm Förh. Bd. 69, H. 4, 1947.
16. DYAKOWSKA J. Interglacjał w Poniemuniu pod Grodnem (Interglacial in Poniemuń near Grodno), Starunia Nr 14, Kraków 1936.
17. DYAKOWSKA J. Interglacjał w Ściejowicach pod Krakowem (Interglacial in Ściejowice near Cracow), Starunia Nr 17, Kraków 1939.
18. GALENIEKS P. The Interglacial Flora of Kraslava. Acta Horti Bot. Univ. Latv. I/3, Riga 1926.
19. GALON R. Dolina dolnej Wisły. Bad. Geogr. z. 12—13, Poznań 1934.
20. GAMS H. Meżlednikovaja pichta v Litve. Ocerki po fitosocioł. i fitogeogr. Moskva 1929.
21. GAMS H. Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien. Eclog. Geol. Helvet. vol. 28, Basel 1935.

22. GAWŁOWSKA W. Przyczynek do znajomości flory kopalnianej w Cimoszkowiczach (Contribution to the knowledge of the fossil flora of Cimoszkowicze). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Geol. de Pologne), X, Kraków 1934.
23. GERASIMOVA I. P., MARKOV K. K. Cetverticnaja geologia. Moskva 1939.
24. GISTL R. Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide pollenanalytisch betrachtet. Bot. Archiv. Ztschr. f. d. gesamte Botanik, Bd. 21, H. 3, 4. Leipzig 1928.
25. GOŁĄB J., URBAŃSKI J. Nowa odkrywka interglacjału na Winiarach koło Poznania. (Neuer Aufschluss des Interglazials in Winiary bei Poznań). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Geol. de Pologne), XIII, Kraków 1938.
26. GRICUK W. P. K istorii rastitelnosti evropejskoj casti SSSR v cetverticnom periode. Trudy Inst. Geogr. A. N. XXXVII, Moskva 1946.
27. GRIPP K., BEYLE M. Das Interglazial von Billstedt (Ojendorf). Mitteil. Geol. Staatsinst. in Hamburg, H. XVI, 1937.
28. HALICKI B. Sprawozdanie z badań wykonywanych w r. 1935. Pos. Nauk. P. I. G. C.-R. Séances, Serv. Géol. de Pologne). Nr 43, Warszawa 1935.
29. HALICKI B. Carte du Quaternaire de la Pologne. Verh. III. Int. Quartär-Konferenz (INQUA), Wien 1938.
30. HALICKI B. Stratygrafia polskiego plejstocenu (Sprawozdanie ze Zjazdu poświęconego zagadnieniom plejstocenu). Starunia Nr 21, Kraków 1946.
31. HALICKI B. Charakterystyka florystyczna interglacjałów dorzecza Niemna; wiadomość tymczasowa (Le caractère floristique des périodes interglaciaires dans le bassin du Niemen; note préliminaire). Wiad. Muzeum Ziemi (Revue Géol. Pol.), IV, Warszawa 1948.
32. HALICKI B., HALICKA A. La stratigraphie du Quaternaire dans le bassin du Niemen. Publ. XVIII Int. Geol. Congr. London 1948.
33. HALICKI B., JAROSZEWICZ-HALICKA A. Podstawowe profile czwartorzędowe w dorzeczu Niemna (Principal Pleistocene exposures in the Niemen basin). Acta Geol. Pol. vol. I, Warszawa (ukaże się w 1950 — to be printed in 1950).
34. HALICKI B., SAWICKI L. Sprawozdania z badań nad stratygrafią czwartorzędu w dolinie środkowego Niemna (C.-R. des recherches sur la stratigraphie du Quaternaire dans la vallée du Niemen). Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séances Serv. Géol. de Pologne), Nry 43, 48, Warszawa 1935, 1937.
35. HALICKI B., URBAŃSKI J. Dwa profile czwartorzędu koło Komaryszek nad Straczanką (Deux coupes du Quaternaire près Komaryszki sur la Straczanka). Prace Zakł. Geol. i Geogr. U. S. B. (Trav. Inst. Géol. et Géogr. Univ. de Wilno). Nr 26, Wilno 1936.
36. HECK H. L. Über ein neues Vorkommen interglazialer Torfe und Tone bei Rinnersdorf. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. XLIX/II, Berlin 1929.
37. HECK H. L. Zur Fossilführung der Berliner Paludinenschichten. Zschr. Dt. Geol. Ges. 82, Berlin 1930.
38. HECK H. L. Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglacial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. H. 140, Berlin 1932.
39. HESS von WICHDORFF. Das masurische Interstadial. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. XXXV/II, Berlin 1916.
40. JAROŃ B. Analiza pyłkowa interglacjału z Żydowszczyzny koło Grodna. (Pollenanalytische Untersuchung des Interglazials von Żydowszczyzna bei Grodno in Polen). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), IX, Kraków 1933.

41. JESSEN A., MILTHERS V. Stratigraphical and palaeontological studies of Interglacial fresh-water deposits in Jutland and northwest Germany. Danmarks Geol. Undersög. II. Raekke, Nr 48. Kjöbenhavn 1928.

42. JESSEN A. etc. En boring gennem de kvartaere lag ved Skaerumhede. Danmarks Geol. Undersög. II. Raekke, Nr 25, Kjöbenhavn 1910.

43. KLEBELSBERG R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien 1949.

44. KOSTIUKEVIC-TIZENHAUSEN A. V. Pogrebennyj ris-vijurmskij (selskij) meżlednikovyj torfijanik u seła Mikulino. Putevod eksk. vtoroj cetverticno-geołog. Konfer. Leningrad—Moskwa 1932.

45. KOZŁOWSKA A. Flora międzylodowcowa spod Rakowa (La flore interglaciaire des environs de Raków). Acta Soc. Bot. Pol. vol. I, Warszawa 1923.

46. KOZŁOWSKA A. Zur Frage des Vorkommens der Gattung Tsuga im polnischen Interglazial. Österr. Bot. Ztschr. Wien 1926.

47. KRAUSE P. G., GROSS H. Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. Jb. d. Reichsst. f. Bodenf. Bd. 60, Berlin 1941.

48. KRYGOWSKI B. Nowe stanowisko interglacjału w Głównej pod Poznaniem (Neue Fundstelle des Interglazials in Główna bei Poznań). Pozn. T. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr. (Trav. Geogr. Soc. Sc. Poznań) I/3, 1938.

49. KULCZYŃSKI ST. Flora międzylodowcowa z Cimoszkowicz w Nowogródzkiem (Eine intergl. Flora aus Timoszkowicze bei Nowogródek). Spraw. Kom. Fizj. P. A. U. (C.—R. Comm. Physiogr. Ac. Sc. et Lettr. Cracovie), 63, Kraków 1928.

50. KULCZYŃSKI ST. Torfowiska Polesia (Die Moore des Polesie-Gebietes). Kraków 1940.

51. LEWIŃSKI J. Utwory preglacjalne i glacjalne Piotrkowa i okolic (Les dépots préglaciaires et glaciaires de Piotrków et de ses environs). Spraw. z pos. T.N.W. (C.-R. Séances Soc. Sc. et Lettr. de Varsovie). Ser. III, XX, Warszawa 1928.

52. ŁYCZEWSKA J. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100.000) (Report on the geol. investigations in the north-western corner of Brzesko Nowe; 1:100.000). Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. de Pologne) Nr 42, Warszawa 1948.

53. MADSEN V., NORDMANN V. Kvartaeret i Rögle Klint ved Lillebelt. Danmarks Geol. Undersög. II. Raekke, Nr 58, Kjöbenhavn 1940.

54. MARKOV K. K. Materijały k stratigrafii cetverticnych otłożenij bassejna verchnej Vołgi. Trudy Verchnevołżskoj eksp. Leningrad 1939.

55. MĄDALSKI J. Plejstoceńska flora ze Ściejowic koło Krakowa (Pleistozäne Flora von Ściejowice bei Krakau). Starunia, Nr 10, Kraków 1935.

56. MENZEL H. Über die spätglazialen Conchylien-Faunen Ostpreussens. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd XXXV/II, Berlin 1916.

57. MIRCINK G. F. Izucenije meżlednikovych otłożenij s celiju vyjavlenija ich sootnosenija s recnymi terrasami (Das Studium der interglazialen Ablagerungen zwecks Klärung ihrer Wechselbeziehungen mit den Flussterrassen). (Abh. d. Sowjet-Sektion INQUA I. Leningrad 1937).

58. MIRCINK G. F. Geołogiceskije usłovija nachożdenija riss-vijurmskich meżlednikovych otłożenij bliz d. Novyje Nemykary (On the geology of the interglacial Riss-Würm deposits in the Novye Nemykary, Russia). Bjul. Mosk. O-va Isp. Prir. Otd. Geoł. (Bull. Soc. Nat. Moscou, série géol. t. XIII) 1, 1935.

59. MOSKVITIN A. I. Über die Quartärablagerungen der Stadt Lihvin. Bjul. Mosk. O-va Isp. Prir. Otd. Geoł. (Bull. Soc. Nat. Moscou, sér. géol.), t. IX, 1931.

60. PASSENDORFER E. Interglacjał w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim (profil kompletny) i inne profile dyluwialne (The Interglacial in Olszewice near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland complete profile and other diluvial profiles). Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U. (C.-R. Comm. Physiogr. Acad. Pol. Sc. et Lettr.) 65, Kraków 1931.

61. PASSENDORFER E. Interglacjał w Bedlnie obok Końskich (woj. kieleckie). (The Integlacial in Bedlno near Końskie). Ibidem, 65, 1931.

62. PASSENDORFER E., LILPOP J., TRELA J. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim (The interglacial formations in Olszewice near Tomaszów Maz. in Central Poland). Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U. (C.-R. Comm. Physiogr. Ac. Sc. et Lettr.) 64, Kraków 1929.

63. PAWŁOWSKI ST. O utworach dyluwialnych w dorzeczu Mleczki; pow. przeworski i jarosławski (Das nördliche Diluvium im Mleczka-Gebiet; Bezirkę Przeworsk und Jarosław). Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U. (C.-R. Com. Physiogr. Acad. Pol. Sc. et Lettr.) 53/4, 1920.

64. PAWŁOWSKI ST. O terasach w dolinie Wisłoki (Sur les terrasses dans la vallée de la Wisłoka). Pokłosie Geograf. Zbiór prac pośw. E. Romerowi (Rec. Trav. offerts à E. Romer), Lwów—Warszawa 1925.

65. PAWŁOWSKI ST. Interglacjał w Szelągu pod Poznaniem (Interglazial in Szeląg-Schilling bei Posen). Spraw. Kom. Fizj. P. A. U. (C.-R. Comm. Physiogr. Acad. Polon. Sc. et Lettr.) 63, 1929.

66. PAWŁOWSKI ST. Uwagi o utworach dyluwialnych nad środkowym i dolnym Sanem. Spraw. Pozn. T. Przyj. Nauk, Nr 2, Poznań 1938.

67. POŻARYSKA K. Stratygrafia plejstocenu w dolinie Dolnej Kamiennej (Stratigraphy of Pleistocene of the Lower Kamienna valley). Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. de Pologne) Nr 52, Warszawa 1948.

68. PREMIK J. Tymczasowa notatka o postglacjalno-dyluwjalnem torfowisku w Konopiskach; SW od Częstochowy (Vorläufige Mitteilung über postglazial-diluviales Torfmoor in der Gegend von Konopiska; SW von Częstochowa). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne) VII, Kraków 1930.

69. PREMIK J. Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy (Über den geologischen Bau und Geschichte von der Umgegend von Częstochowa). Ziemia Częstochowska, Warszawa 1934.

70. PREMIK J., PIECH K. Z badań nad dyluwium pd.-zach. części środkowej Polski (Zur Kenntnis des Diluviums im süd-westlichen Mittelpolen). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.) VIII/2, Kraków 1932.

71. RANIECKA J. Analiza pyłkowa interglacjału z Żoliborza w Warszawie (Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazials von Żoliborz in Warschau). Acta Soc. Bot. Pol. vol. VII, Warszawa 1932.

72. REIN U. Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Lehringen. Ztschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 90, Berlin 1938.

73. RICHTER K. Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutsch. Boden Bd. IV, Berlin 1937.

74. RIZNICENKO V. V. Ledobereżnyje terrasy Dnepra ot Prochorovki do Kremencuga. Putevod. ekskursij vtoroj cetverticno-geołog. Konfer. Leningrad-Moskwa 1932.

75. RÓŻYCKI S. Z. Interglacjał Żoliborski (Das Interglazial von Żoliborz bei Warschau). Spraw. z pos. T. N. W. Wydz. III (C.-R. Séances Soc. Sc. et Lettr. Classe III), II, Warszawa 1929.
76. RÓŻYCKI S. Z. Interglacjalne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów). Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. de Pologne) Nr 29, Warszawa 1947.
77. RYDZEWSKI B. Studia nad dyluwium doliny Niemna (Les études sur le Quaternaire de la vallée de Niemen). Prace Zakł. Geol. U. S. B. (Trav. Inst. Géol. de l'Univ. de Wilno), Nr 2, Wilno 1927.
78. SAWICKI L. O stratygrafii lessu w Polsce (Sur la stratigraphie du loess en Pologne). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), III/2, Kraków 1932.
79. SAWICKI L. Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_3) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa (La moraine de fond de la glaciation plus ancienne que le Cracovien (L_3) à Huszczka Wielka district Zamość). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), IX, Kraków 1933.
80. SAWICKI L. Budowa geologiczna oraz morfologia okolic Warszawy (Géologie et morphologie des environs de Varsovie). Ziemia VIII, Nr 9, Warszawa 1934.
81. SAWICKI L. W sprawie metody badań dyluwjalnych. Kosmos, seria B t. LXII, z. 1, Lwów 1937.
82. SAWICKI L. Utwory interglacjalne w Rudziewiczach woj. białostockie (Interglaziale Bildungen in Rudziewicze, Woiwodschaft Białystok). Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. de Pologne), Nr 9, Warszawa 1939.
83. SCHÜTRUMPF R. Das Interglazialprofil von Lauenburg a. d. Elbe (Kuhgrund II) im Lichte der Pollenanalyse. Mitteil. Geol. Staatsinst. in Hamburg, XVI, 1937.
84. SELLE W. Beitrage zur Mikrostratigraphie und Palaeontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. Jb. Reichsanst. f. Bodenf. Bd. 60, Berlin 1941.
85. SOKOŁOV N. N. O położenii granic oledenenija w evropejskoj casti SSSR. Trudy Inst. Geogr. A. N. SSSR, vypusk 37, Moskva—Leningrad 1946.
86. STARK P., FIRBAS F., OVERBECK F. Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Rinnersdorf in der östl. Mark Brandenburg. Abh. Nat. Ver. Bremen Bd. 28, Sonderheft, 1932.
87. SUJKOWSKI Z., RÓŻYCKI S. Z. Geologia Warszawy. Monografia: „Wodociągi i Kanalizacja m. st. Warszawy" (Geology of Warsaw. Monography: „Water and Sewer Service of the city of Warsaw, 1886—1936"), Warszawa 1937.
88. SUKATSCHEW W. Zur Flora der posttertiären Ablagerungen von Troitzkoje bei Moskau. C.-R. Acad. Sc. URSS, 1928.
89. SUKATSCHEW W. N. Grundzüge der Entwicklung der Vegetation in der USSR im Pleistozän. Beiträge zur Kenntnis des Quartärs der USSR. Leningrad—Moskau 1936.
90. SZAFER W. O florze i klimacie okresu międzylodowcowego pod Grodnem (Über den Charakter der Flora und des Klimas der letzten Interglazialzeit bei Grodno in Polen). Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U. (Bull. Int. Acad. Pol. Sc. et Lettr.) 60, Kraków 1926.
91. SZAFER W. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej (Einwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Geol. de Pologne) V, Kraków 1928.
92. SZAFER W. The oldest Interglacial in Poland. Bull. Int. Acad. Pol. Sc. et Lettr. série B, Cracovie 1931.

93. SZAFER W. Przyczynek do znajomości flory interglacjalnej pod Grodnem (Zur Auffassung der interglaziale Flora bei Grodno). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), VIII, Kraków 1932.

94. SZAFER W. Zarys historii rozwoju flory Holarktydy (Outline of the development of the Holarctic Flora). Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. de Pologne), XVI, Kraków 1946.

94a. SZAFER W. Epoka lodowa. P. Z. W. S. Warszawa 1946.

95. SZAFER W., TRELA J. Interglacjał w Szelągu pod Poznaniem (Interglazial in Szeląg/Schilling bei Posen). Spraw. Kom. Fizjogr. P. A. U. (C.-R. Comm. Physiogr. Acad. Pol. Sc. et Lettr.), 63, 1928.

96. ŚRODOŃ A. Rozwój roślinności pod Grodnem w czasie ostatniego interglacjału (The development of Flora in the Grodno-region during the last Interglacial period). Acta Geol. Pol. vol. I, Warszawa (ukaże się w r. 1950 — to be printed in 1950).

97. TRELA J. Interglacjał w Samostrzelnikach pod Grodnem (Interglazial in Samostrzelniki bei Grodno in Polen). Starunia Nr 9, Kraków 1935.

98. TAVERNIER R. L. L'évolution du Bas Escant au Pleistocène supérieur. Bull. Soc. Belge de Géol. t. LV, Bruxelles 1946.

99. TAVERNIER R. Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. Bull. Soc. Belge de Géol. t. LVII, Bruxelles 1949.

100. WENNBERG G. Differentialrörelser i Inlandsisen. Meddel. Lunds Geol.-Miner. Inst. Nr 114, Lund 1949.

101. WILDWANG D. Die Interglazialbohrung Quakenbrück. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 55, Berlin 1935.

102. WILDWANG D. Die Geologie Ostfrieslands. Abb. Preuss. Geol. Landesanst. 181, Berlin 1938.

103. WOLDSTEDT P. Das Eiszeitalter, Stuttgart 1929.

104. WOLDSTEDT P. Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung. Ber. Reichsamts f. Bodenf. H. 7/8, Wien 1942.

105. WOLDSTEDT P. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtigen Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. Ztschr. Dt. Geol. Ges. Bd. 99, 1947.

106. WOŁŁOSOWICZ S. W sprawie wieku moren czołowych południowego Polesia Sur les moraines terminales dans le sud de la Polésie). Kosmos, t. XLIX, z. 1—11. Lwów 1924.

107. ZABORSKI B. Studja nad morfologją dyluwjum Podlasia i terenów sąsiednich (Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des terrains limitrophes). Przegl. Geogr. (Revue Géogr.), VII, 1927.

108. ZEUNER F. E. The Climate of the countries adjoining the Ice Sheet of the Pleistocene. Proc. Geol. Ass. vol. 48/4, London 1937.

109. ZEUNER F. E. The Pleistocene Period, its climate, chronology and faunal successions. Ray Soc. London 1945.

110. ZONNEVELD J. I. S. Het kwartair von het Peel-Gebied e de naastle omgeving. Mededeel. van de Geol. Sticht. Serie C-VI-Nr 3, 1947.

BRONISŁAW HALICKI

Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland

The detailed revision of the stratigraphy of all interglacial sections in Poland was included long ago in the plan of my studies. As this purpose could not be realized within a short time, and the necessity of first making a review of results already obtained was obvious, I decided to make an appropriate statement based upon literature already existing. I hoped that not all the profiles with interglacial sediments in Poland may be found in such a confused stratigraphical situation that the interpretation of their age would need correction. The study of the recent Polish and foreign literature enabled me to get certain correlations first of all between the Quaternary of the Niemen basin, investigated with my co-operation, and the territory of Poland on the one hand, and also between Poland and the west and east of Europe — on the other.

The results of the above mentioned tests are represented on three tables: the first illustrates the starting point, *i. e.* the stratigraphy of the Quaternary in the Niemen basin, and the two others represent the probable pattern of the nearest and further correlations.

The last work of Woldstedt including the floral caracteristics of the European interglacial ages, and the resulting stratigraphic inferences *(105)* must be considered as similar in approach to the present publication. The fundamental correctness of Woldstedt's argumentation, however, is obscured by his own scheme of the Pleistocene tripartition in Germany and also a too schematical viewpoint as to the mixed oak forest *(Quercetum mixtum)* understood as a close and not differentiated whole. Owing to this, the results of the Woldstedt latest publication introduce no essential modification in the scheme he gave twenty years ago in his generally known text book of Quaternary geology *(103)*.

Proceeding to my own reasoning and to arguments on which are based the statements represented in the tables, I shall begin with the division of the Upper Quaternary in Europe.

The most troublesome were until lately the interpretation of the „bipartite interglacial" of the Herning type in Jutland and the impossibility of finding out corresponding sections in European interglacial deposits outside Denmark. Woldstedt's paper already quoted closes with the expression of the resulting doubts *(105)*.

Only recently Wennberg *(100)* has proved very convincingly that although the moraine C, considered in Denmark as corresponding to the

maximal extent of the last glaciation, covers the Eem interglacial, it underlays at the same time the Skaerumhede series, which was considered as belonging to the same interglacial age *(1)*. The Skaerumhede series including a very rich lusitanian and boreal fauna, which indicates a moderate climate *(42)*, is covered by another ground moraine D, belonging to a different, younger advance of the Scandinavian ice sheet. Wennberg has also proved that the western extent of the moraine C is smaller than that of the moraine D which is the one which marks in Jutland the proper boundary of the last glaciation. In other words, we have at present in Denmark one glacial and one interglacial stage more than was previously supposed and the Eem deposits are to be placed in the penultimate interglacial stage.

The „bipartition" of the fossil peat bogs of the Herning type, which lie outside the limits of the moraines C and D, seems quite clear in view of these facts. The assumption that the Skaerumhede period may be called an interglacial age (not only an interstadial one) is based as well on the presence of warm water flora with Brasenia, as on a considerable percentage of deciduous trees in the upper horizon of the Herning type peats. This is further supported by the pollen sequence of the interglacial deposits in Nieciosy *(4)* which are stratigraphically one glacial stage younger than those of Żukiewicze, Poniemuń and several other over-Niemen profiles *(31, 33)*.

The explanation of the bipartition of the Herning type peat-bogs now enables us to reconstruct properly the history of the geological development of the younger Danish interglacial deposits.

We have known for a long time *(41)* that these sediments were accumulated in lacustrine depressions formed in the moraine B (older than „C") in the Jutland area. During the B/C period, *i. e.* the Eem interglacial, the lacustrine basins were filled up, and later on, as the lakes became overgrown, peats developed upon their surface. The lower horizon of temperate flora in sediments of the Herning type and deposits of the Brörup type originate from this period. The approach of the glaciation „C" is marked by the cold horizon at the top of the peat bogs of the Brörup type and by the subarctic middle-bed in the Herning type sediments; a little later on, the previous lacustrine basins are filled with river or fluvioglacial sediments.

During the last interglacial age C/D (Skaerumhede) the processes of organogenic sedimentation and the formation of peat were renewed in only a few incompletely filled lacustrine kettles. This is why there exist but few profiles of the Herning type with preserved sections of the upper temperate flora. The history of the Herning lakes in Jutland is brought to

an end with the solifluction and the fluvioglacial filling from the neighbouring margin of the ice sheet „D“.

The appreciation of the history of the peat-bogs of the Herning type induces us to compare the floral patterns from the pollen diagrams of the last and penultimate interglacial deposits. A single glance will convince that the younger of them contains smaller percentages of mixed oak forest (max. 15%), and of hornbeam (up to 10%). The difference in the amount of hazel is much smaller (in the upper interglacial, the hazel reaches 133%). The fresh-water flora contains in both interglacials warmth-loving elements, frequent among them Brasenia. The most important fact for us is, however, the constant dominance of oak in the *Quercetum mixtum* of all profiles of the Herning, as well as of the Brörup types. The lime character of the penultimate interglacial age, so typically represented in the Niemen basin *(31)* is here lacking. A great preponderance of oak compared to other components of mixed oak forest is a permanent characteristic in all profiles of the type Herning and of the type Brörup. Consequently we must presume that the climatic conditions of Jutland were during the penultimate interglacial age different from those in the Niemen basin [1]. This is not surprising, since the geographical position of both these areas is quite different.

Southward from Jutland we shall soon meet a very interesting interglacial profile in Oldenbüttel over the Kiel canal *(38)*, *i. e.* not far from the present base of the Jutland peninsula (though still within its limits).

The essential significance of this profile rests upon the fact that its age (penultimate interglacial) was proved in the palaeontological way. It is closely related with sediments, including a rich and typical Eem fauna, without any traces of stratigraphical gaps.

The pollen analysis from Oldenbüttel is very instructive. It is true that the *Quercetum mixtum* is here still represented mostly by the oak, but in the second half of the interglacial we find small quantities of fir *(Abies)* what was not indicated in the Danish profiles. This is the first perceptible difference between the two neighbouring areas (Denmark and Schleswig-Holstein).

These differences, as we shall see further, will greatly increase when we encounter the profiles of the same age beyond the boundaries of the peninsula in the main mass of the continent.

A considerable number of the interglacial lacustrine sediments was known long ago in the Lüneburg Heath (north-western Germany). Many

---

[1] Owing to the stability of the phenomenon mentioned over a considerable area, I pass over the matter of the eventual influence of the edaphic factors.

of them have been investigated by means of pollen analysis which enables the development of the forest vegetation of that area to be compared with the neighbouring ones *(2, 24, 27, 72, 83, 84, 104, 105)*.

In this area also, the question of the greatest interest to us is the analysis of the percentage of the components of the mixed oak forest. A part of the profiles proves here already a distinct preponderance of the lime over the oak (Billstedt, Honerdingen, Mengebostel): others demonstrate the balance between these two species (Kuhgrund, Römstedt); others retain the preponderance of the oak over the lime (Lehringen and perhaps Bramfeld). The hornbeam is represented everywhere (it sometimes exceeds 50%). The fir *(Abies)* above the hornbeam zone generally exceeds 10% (in Lehringen 16%). Apart from the difference within the limits of *Quercetum mixtum*, the Lüneburg Heath interglacial sections doubtless possess a common habitus in the history of the forest development, as Woldstedt rightly mentioned *(105)*.

Unfortunately, all these deposits lie outside the reach of both younger ice sheet advances (*i. e.* of the moraines C and D) and are only covered by loose sediments, which are most surely associated with the last glaciation („D"). Therefore, they may, theoretically, originate from the last, as well as from the penultimate interglacial age. This may make it possible to sustain the hypothesis that the profiles with oaken *Quercetum mixtum* belong to the last age, and the profiles with the limy one to the penultimate interglacial age.

The basis of such an assumption would be too insubstantial, however, to consider it as probable. The greatest part of the Lüneburg Heath interglacials represents channels of tunnel-valleys eroded in the old moraine and filled with lacustrine organogenic sediments; they do not genetically differ from the type of fossil lakes of Jutland.

It is not possible to imagine that any of this lakes might outlast the whole interglacial and the whole following glaciation without any trace of sediments, and was rapidly filled with a mass of marls or diatom earth only during the following interglacial age. So the interglacial deposits of that area without definite morainic cover are to be most likely referred to the Eem, *i. e.* the penultimate interglacial period. We may further conclude that this interglacial age loses its limy character (as typical) on the territory of western Germany. On the Jutland peninsula it is even changed distinctly into the oaken character. This is quite different in the East of Europe.

First, however, we must mention the Quaternary geology of this area.

Two essential morphological and stratigraphical boundaries were lately traced in the NW regions of the USSR. One of them stretches from

the neighbourhood of Vologda through the Valdai Hills towards Vitebsk and corresponds to the extent of the so-called Valdai glaciation. K. Markov *(54)* considers it as the limit of the last glaciation. Somewhat to the south, from Galitch through the neighbourhood of Moscow and up to Minsk there may be distinguished the second limit, considered by Markov *(op. cit.)* as the boundary of the „Moscow-substage" of the great Dnieper glaciation. In contrast to Markov, N. Sokolov *(85)* considers it as the limit of an independent penultimate glaciation. We consider as the most essential the fact that upon Soviet Russian territory the extent of this penultimate glaciation is larger than that of the last glaciation. As we shall see below the importance of this fact is of great value for our considerations.

There exists about 20 interglacial sections upon the areas mentioned; many of them were carefuly investigated and their pollen diagrams were published *(11, 12, 13, 26, 44, 54, 88, 89)*.

The following striking phenomenon may be observed:

The interglacial sections:

1) either covered by the moraine of the last glaciation (Valdai), or
2) lying within the limits of the Moscov substage without morainic cover,

possess a typical oaken *Quercetum mixtum* (oak to 65%).

Interglacial deposits covered by the moraine or outwash plain sediments of Moscow substage, or those lying outside their southern limit have striking lime *Quercetum mixtum*. Moreover a high hornbeam culmination (up to 90%) is revealed in sections of the western part of the area, in the upper Dnieper basin. A number of other secondary features clearly recalls in each of both types the caracter of the last or penultimate interglacial forests from the Niemen basin *(31)*. These relations are illustrated on the p. 111 of the Polish text.

One may hardly consider such an advanced coincidence, as being accidental only. In view of the above we must accept the existence upon the vast area between the Niemen and the upper Volga of a (more or less) uniform „eastern facies" in the history of the development of the forests during the two last interglacial periods [2].

Further inferences make us agree with Sokolov in his interpretation of the Moscow substage, which we must consider as corresponding to an independent glaciation.

Russian scientists have traced the limit of its extent as far at the areas situated to the south of Minsk, where it is almost in direct contact

---

[2] This inference is further supported by the fact of the occurence of fossil remains of the Sibirian spruce *(Picea obovata)* in Nieciosy on the Niemen, and also in Rumlówka and Żukiewicze; in these last localities the occurence also of the Sibirian larch *(Larix sibirica) (4, 96)*.

with the southern limit of the glaciation which build a typical marginal zone on the northern edge of Polesie.

As early as 1935, I considered it as an independent glacial stage *(28)* [3]. I was inclined at that time to identify the northern Polesie glaciation with the so-called Warta stage and to extend it, in accordance with Woldstedt *(103)*, in the direction of Podlasie and the Central Poland.

That initial opinion, however, was considerably shaken by some field trips made during the subsequent years. Today I am ready to accept the opinion of Zaborski *(107*, the map on p. 45) and to look for the northern Polesie glaciation limit still further north from the Podlasie substage (as was understood by Zaborski, *op. cit.)*, in the neighbourhood of the upper Narew river and Białystok.

The Podlasie substage, as well as the Warta one, probably represents the only phase of retreat of the Central Polish glaciation, emphasized maybe by a short oscillation. This substage, extending from the SW to the NE, northward from the Białowieża National Park, is concealed under the sediments of the „northern Polesie" glaciation, the stretch of which upon the sector discussed is east-west.

As to where we must look for a further limit of the „northern Polesie" stage, must remain without a definite answer until the time when detailed field research will be carried out. This boundary may turn northward in the direction of Goniądz, but it also may be extended through the massive terminal moraines of Czerwony Bór, Ciechanów and Mława. I must refrain from expressing any opinion in this matter, as these areas are almost unknown to me personally. The only fact, which must be considered important is that the discussed boundary of the penultimate glaciation runs almost certainly northward from Warsaw and sooner or later it disappears in turn under the sediments of the last glaciation. In such a way the interglacial section of Żoliborz in Warsaw, which possesses, as has been already mentioned *(31)*, principal botanical features of the penultimate interglacial age, may really originate from this period [4]. The interglacial deposits in Rusinów (Rinnersdorf) *(8, 36, 86)* with limy *Quercetum mixtum* are covered only by the boulder clay of the last glacial stage. In case of a smaller extension of the penultimate ice sheet (in comparison with the last one) its stratigraphical position

---

[3] Stratigraphic and morphologic arguments supporting the idea of the peculiarity and independence of that glacial stage will be published in another paper *(33)*.

[4] The stratigraphic situation of the interglacial Żoliborz lake might correspond to the situation of the fossil lake deposits of the Lüneburg Heath and the Jutland Peninsula.

would be analogous. Then the „eastern facies" of the penultimate interglacial age would extend at least until the boundaries of Germany.

When passing now to the next older interglacial period, we ought to emphasize at once the peculiarity of its floral aspect. If the differences of the pollen diagrams of both the two last interglacials are principally limited to the differences in the composition of the *Quercetum mixtum*, the interglacial represented by the section of Żydowszczyzna may by no means be compared with the younger interglacials.

The stratigraphical situation of the interglacial deposits in Żydowszczyzna which was wrongly interpreted twice *(77, 40)*, is now quite clear *(34)*.

They are covered by two ground moraines, the upper of which corresponds to the penultimate glaciation („northern Polesie" stage), and the lower must be recognized as an equivalent of the antepenultimate glaciation.

The interglacial deposits of Olszewice in Central Poland *(62, 60)* give a very similar pollen diagram to that of Żydowszczyzna. This was already notified by Kulczyński *(50)* and Woldstedt *(105)*. These deposits are lying in an identical stratigraphic position covered by the Central Polish till. Olszewice section is also valuable for palaeophytogeographical considerations since within that region the constant occurence of small amounts of beach is signalized; this tree was not found in the last interglacial of our country, and in the penultimate one it does not give a constant curve upon any longer sector.

The correlation of the interglacials in Węgorzewo (Angerburg, *47)* and Berlin (horizon with *Paludina diluviana, 37)* with these in Żydowszczyzna and Olszewice presents no difficulties. The matter of the interglacial deposits from the nearest neighbourhood of Poznań *(25, 48, 65, 95)* is not so clear. Supplementary studies of their stratigraphical position must be made in the field. Nevertheless, the pollen diagram of one of these sections (Szeląg) reveals great likeness to the diagrams of Olszewice and the Paludina horizon of Berlin; it also clearly reveals the cold oscillation in the upper part of the profile, so typical for Żydowszczyzna and Olszewice.

In other areas of Europe we shall easily find on the east striking analogies in the pollen spectra of Olszewice and Żydowszczyzna on the one hand, and Lichvin on the other *(11)*. The Lichvin interglacial deposits are covered by the till of the Dnieper glaciation *(59)*; we may with great probability consider it as corresponding to the boulder clay horizon of the Central Polish glacial stage. In consequence, the stratigraphical argu-

ments also support the notion that the above mentioned sections are of the same age. The following localities belong also to the same period: Fatianovka *(57)*, maybe Rucava *(15)* and Oniksty *(20)*, the last two on the territory of the Baltic countries. Finally, the Paludina sands lying under the Dnieper till in Ukraine *(74)* give palaeontological ties with Poland and Germany and they lead us to suppose that the mass occurence of *Paludina diluviana* represents an essential feature of the antepenultimate interglacial stage.

The profile in Kopys over the Dnieper deserves to be briefly mentioned. Over the interglacial sediments only a thick series of sands with pebbles is supposed to be present; these series were considered by Mircink as fluvioglacial deposits of the last glaciation. The character of the forests in Kopys is, however, very similar to the Lichvin profile (completing it at the top); this arouses some doubts as to the proper interpretation of the overburden [5]. We are of the opinion that the interglacial deposits in Kopys may in all probability be considered as belonging to the Lichvin type of sediments in a full, *i. e.* stratigraphical meaning also.

That would mean that the climate over vast areas of Central and Eastern Europe was at that time similar and that it stipulated a like development of the forest vegetation with relatively small regional deviations.

The common feature of interglacial forests mentioned above is the lack of an independent phase of deciduous trees, which are universally replaced here by mixed deciduous-coniferous forests. The considerable amount of spruce and fir (in addition to the pine), sometimes associated with larch, is a particularly typical phenomenon in the character of forests during the antepenultimate interglacial age. Further westward, the fir is partly replaced by the beach; here and there *Ilex aquifolium* appears and also the *Tsuga,* a Tertiary relic which is already lacking in the younger interglacial deposits of the European Lowland.

Such type of forests cause us to consider the climatic conditions which principally determined their tree components. According to the prevailing opinion, the discussed interglacial age must represent the „great interglacial", a period of exceptionally long duration, and warmer than the others. This opinion does not seem to be sufficiently convincing in the light of the pollen spectra.

---

[5] Certain neighbouring interglacial profiles were described in publications which appeared at short intervals; these descriptions were rather contradictory and this diminishes, of course, their trustworthiness. Dokturovski, for instance, in his description of the Łojev profile in 1931 (after Mircink) places the moraine at the top of the interglacial, and in 1934 — sands *(13, 14)*.

The presence of Atlantic elements *(Abies, Fagus, Ilex aquifolium)* proves the oceanic characters of the climate; other features indicate the temperature (at the optimum period) being not much higher than the contemporary one. The percentage of warmth-loving trees in Central and Eastern Europe is lower than during other interglacial ages. The possible presence of *Abies fraseri* among the firs, sometimes in association with *Pinus montana (47)*, diminishes the estimate of thermic conditions based upon ecological requirements of *Abies alba* [6]. Moreover, if we consider the cold oscillation proved by botanists and which is in accordance with geologic observations in the Niemen basin [7], we must conclude that the stabilisation of „interglacial climatic conditions" was indifferent during that period, though the duration of this interglacial age could be relatively long.

When looking for corresponding sections of the antepenultimate interglacial recorded on the territories on Western Europe, we meet certain difficulties in comparing its floral patterns with those in the Central and Eastern European Lowland.

Drawing attention to the floral peculiarity of the „older interglacial" (Żydowszczyzna, Olszewice, etc.). Woldstedt includes in that type the interglacial sediments of Ummendorf, Neu-Ohe and Münster on the territory of Western Germany *(105)*. He does not exclude reservations, however, and he emphasizes among other things the lack of fir in the two first profiles, and the great preponderance of pine, and the indistinct stratigraphical situation of all three sections. This reservation seems to be right. As distinguishing features, generally speaking, there remained here only a low percentage of deciduous trees and hazel, but this is no longer exceptional for the great part of the West European Pleistocene, as was recently proved in Holland.

Owing to Brouwer's work *(5)* we have obtained from that area a number of very interesting pollen diagrams including sediments of the middle and lower Pleistocene in the NE provinces of Holland. Brouwer has distinguished, in these sediments, at least two interglacials, which he considers as corresponding to the Alpine Mindel-Riss (= Elster-Saale)

---

[6] The possibility of the coexistence in proximate relation of the two species of firs („warm" and „cold") during the interglacial age discussed becomes interesting when we analyse the frequence of that tree pollen in sediments of particular regions. The most considerable quantity of fir was found to have been in that zone of Central Europe (between Berlin and Żydowszczyzna) where both species could co-exist in proximate relation. On the west and east they should theoretically be mutually exclusive. The amount of the fir pollen distinctly diminishes in both these directions.

[7] Varved clays dividing river facies of interglacial deposits *(33)*.

and Günz-Mindel stages. The pollen spectra of both horizons are rather similar; the lower one is distinguished by some greater frequence of *Quercetum mixtum* with hazel, and of hornbeam, and a somewhat smaller frequence of the fir and alder. Quantitatively these differences are rather small. The mixed oak forest in Brouwer's profiles is nowhere greater than 20% of the total amount of the tree pollen, and it is normally limited to 10%. We may state in consequence that they are serious difficulties in establishing floristic connections between the west and east of Europe. If in spite of it certain probable stratigraphical connections may be suggested, this is due first of all to purely geologic and petrographic criterions such as stratigraphy of marine sediments, analysis of heavy minerals associations etc. *(7, 98, 99, 110)*.

The interglacial profile in Janiańce and Maksymańce on the Niemen *(4)* enables a study of the history of the development of forests during the successively older interglacial period (the second in our stratigraphical division). Unfortunately, this is the single pollen profile of that age having a completely clear stratigraphical position *(33)*. The interglacial in Szczerców has a similar line of forest development with a typical „doubled" maximum of *Quercetum mixtum*[8]; the stratigraphical position of the Szczerców deposits was, however, otherwise interpreted by Premik *(70)*. Among the floristic and geologic patterns we find there certain contradictions. Considering that nearly every investigator tends to adjust the local stratigraphy to the contemporary obligatory scheme, I am inclined, in spite of the reservations raised, to consider Szczerców as chronologically corresponding to Janiańce.

The possibilities of definite links, for the discussed period, with further areas of Europe are very restricted. From the stratigraphical viewpoint the lower horizon of temperate forest in Spannenburg and Bergumerheide in Holland ought to correspond to the interglacial stage represented by the Janiańce section in the Niemen basin. The distance between both these areas is, however, very considerable and the likeness of the pollen diagrams does not in practice exist. The only common tendency might be considered to be the growth of frequences of the *Quercetum mixtum* in comparison with the antepenultimate interglacial stage. Although, however, in the Niemen basin, and maybe in Poland, that increase is very conspicuous, it is somewhat insignificant in Holland.

I have included to this period (with a note of interrogation) on Table III the Danish interglacial sections in Harreskov and Starup.

---

[8] It is less distinct in Dzbanki, where samples for pollen analysis were taken at greater intervals.

After Jessen and Milthers the sediments of both these sections lie under the moraine B and on that account they were considered as belonging to the penultimate interglacial stage (in the Danish scheme of 1928). Considering that the covering glacial sediments suffered a considerable degradation and reduction in Harreskov, as well as in Starup, it is not excluded that they are somewhat older.

Such a possibility may be proved by the pollen diagrams which completely differ from the average aspect of the antepenultimate interglacial forest (type Żydowszczyzna—Olszewice), but indicate instead a number of characteristic features of the Janiańce type.

High percentages of mixed oak forest are especially striking in Harreskov and Starup; its rapid development and very characteristic two-summit maximum of *Quercetum mixtum* resulting from independent maxima of the elm and oak are also very impressive. The above picture, being identical in both profiles, is not met in any other pollen diagram from younger sediments on the territory of Denmark, or on neighbouring ones. Being fully aware that a final determination of their geological age belongs to the future, I look upon relative suggestions only as on details of the working hypothesis stated in the present publication.

I want to add a few words concerning the oldest interglacial age. According to Szafer, it was represented by a bed of fossil peat near Hamernia on the Lubaczówka, a tributary of the river San *(92)*. As Pawłowski proved *(63)*, this interpretation of its stratigraphical position cannot be maintained. According to his opinion the boulder clay of the „Cracovien glaciation“ (the name used by Szafer) is not younger but older than the peat layer which is covered with river sediments only. The age of the Hamernia section must be, therefore, moved to the Upper Quaternary.

Wilno *(32, 33)* is until the present day the only place where fossil plant remains from the oldest interglacial age were dated on the basis of a completely certain stratigraphical situation.

The question of the extent of the glaciations which separate the latelly discussed interglacial stages, deserves some attention (see map on the p. 117).

In the Polish Lowland the best known relatively is the extent of the Central Polish glacial stage. It is probably connected on the east with the Dnieper glaciation, and on the west — with the Saale glaciation.

The existence of only one older morainic horizon below the Central Polish boulder clay and maybe of rare residua of northern rock material corresponding to the oldest glaciation in Poland, was, until recently, accepted. In the Niemen basin, below the till corresponding to the Central

Polish glaciation (= horizon of the moraine overlaying the Żydowszczyzna interglacial) we undoubtedly see two independent morainic horizons and moreover an old residual horizon of boulders of local and Scandinavian origin.

During recent years a number of data have been gathered, concerning the existence on the Polish Lowland of two separate till horizons older than the Central Polish moraine. They were confirmed in the localities: Kamienna river valley *(67)*, Huszczka Wielka near Skierbieszów on the Lublin Upland *(79)*, Piotrków *(51)*, Brzesko Nowe *(52)* and several others. It is possible to assume on this basis that two ice sheets reached the southern areas of Poland. We still do not know, which one of them reached the Carpathians, and even extended ice tongues into Carpathian valleys. The southern extent of the Scandinavian erratics in Poland may be marked on respective sectors by both the first and the second of the ice sheets. In our literature *(63, 64)* we even find indications as to the possibility that both of them have reached the Carpathians.

As has been already mentioned *(30, 32)*, the morainic sediments underlying the Wilno interglacial are almost completely destroyed by degradational processes, are often removed from the primary bed and impoverished. This proves a very long duration of the first interglacial age. The extent of the oldest glaciation upon the Polish Lowland cannot, therefore, be established exactly. We know, however, that in Lower Pleistocene sediments in the neighbourhood of Warsaw *(80)*, in the Kamienna river valley *(67)* and on the Central Polish Upland residual boulders and pebbles of northern origin are sparsely represented. This fact justifies the conclusion that the extent of the oldest ice sheet over the Polish Lowland was, roughly speaking, similar to or but somewhat smaller than the Central Polish glaciation.

From the above we see that the question of the number and extent of the Pleistocene glaciations on the territory of Poland begins to be revealed. In other areas of Europe, on the contrary, we note a lack of certain stratigraphical links. For example, the question which may be put is whether the maximal extent of glacial deposits westward from the Weser is really identical with the area of the Saale glaciation, or whether the previous ice sheets reach in part Western Germany and Holland. Even such a limited shifting of the extent of ice sheets would upset the present stratigraphic pattern in this part of Europe.

An analogous gap exists on the territory of USSR, where the tripartition of the Scandinavian Pleistocene, which has been accepted by most geologists, is only recently being called into question by certain authors (Sokolov, *op. cit.)*.

The correlation of the glaciation which has reached the Carpathians in Poland with the Elster glaciation in Germany and the Lichvin one in USSR, is almost universally accepted. The doubts raised above, concerning the chronological position of the glaciation, which fixes in Poland the southern limit of erratics, may be applied as well to Germany [9]. It is generally known that in USSR it is accepted that the Lichvin glaciation had a much smaller extent than the Dnieper one. It was the Polish geologist Wołłosowicz who promoted that thesis long ago *(106)*.

To establish direct and indubitable links between the Lower Pleistocene glacial sediments in Poland and those of other areas are not possible for the time being. This is the reason why they were introduced with some reservations on Table III.

The summary of the results of the above considerations may be stated in the following concrete points:

1) The detailed studies of Pleistocene deposits in the Niemen basin have enabled the development of our knowledge on the stratigraphy of the Quaternary of Central Europe. The existence of the large river valleys with deeply incised meanders supply us with splendid profile sections of the Pleistocene series having a great amount of organogenic interglacials. On other areas of Central Europe, particularly in its western part, such favorable natural conditions are lacking, and investigations of the Quaternary stratigraphy was limited there to casual artificial outcrops and borings which will never replace large natural exposures.

2) The stratigraphic and floral analysis of particular interglacial stages on the European Lowland justifies the thesis as to the eveness of the geologic age of the interglacials characterized by a similar floristic aspect and the similar line of development of forest vegetation. The mutual relations of the components of *Quercetum mixtum* and the alternation of the appearance and culminations of particular trees in pollen diagrams, are indispensable factors in a floral analysis.

3) It was possible to prove, on the basis of the above criteria, that on the territory of the Central and Eastern Europe there exist three interglacials which have a consistent aspect over vast areas. The last and penultimate interglacials represent here an „eastern facies" extending

---

[9] Studying the German literature, which includes boring materials, one may often doubt whether it is possible to distinguish only one glaciation (Elster) below the Saale moraine. As an example, I want to mention that two Berlin borings quoted in the Woldstedt textbook *(103*, p. 180), give the thickness of the Elster moraine as 43 m (in which there is ‚an intercalation of sands and clay", 20 m thick) and 95! If these were only sporadic cases, they might be considered as probable, but, when repeated, they raise doubts.

far westward. The antepenultimate interglacial shows a quite opposite phenomenon: we find there, in the east, a far reaching extent of the Atlantic „western facies" which is the result of the more moist climate of that period. It is difficult, owing to the lack of trustworthy comparative objects from territories further afield, to give a concrete opinion in this matter concerning the next older interglacial (Janiańce). The oldest interglacial in Wilno was not investigated by means of the pollenanalytical methods, and its floristic aspect is almost unknown.

4) The floral differences between particular interglacial ages in Western Europe are difficult to determine. This phenomenon is doubtless due to the oceanic character of the climate of Western Europe. The influence of the Ocean was levelling there the climatic differences of more or less continental interglacials. The forests of Central and Eastern Europe registered the fluctuations of the humidity of climate much more distinctly and precisely, even small differences of the intensity of that factor. One of the consequences of the climatic differences between the East and the West was a less considerable migration of the forest on the west, where the forest refuges during glacial periods were probably less remote (France) than on the east *(94, 108, 109)*.

5) The traditional stratigraphic schemes rooted in numerous European countries probably caused frequent erroneous interpretations of certain phenomena and facts. The constructions of these conventional schemes are very stiff and they are but slowly modified in the face of vivid facts which are contradictory in relation to them. This undoubtedly, among others, is the source of numerous difficulties in correlating the Pleistocene stages on the various areas in Europe.

Apart from these five points which summarize the main results of the present publication, there must be added some further remarks. I am giving them also in an abridged form, and concise formulations, and in numerical sequence.

6) The marine sediments, which have often been used as a basis for regional correlations, play an important part in stratigraphic connections in the European Pleistocene. Although they are not always well founded, they have been considered in Table III.

7) The synchronization of Pleistocene stages on the European Lowland with the Alps is still fluid and doubtfull. It is limited, strictly speaking, without greater reservations, to Würm.

8) In connection with the development of the stratigraphical division of Poland's Quaternary, there is an urgent necessity to complete the regional Polish stratigraphical nomenclature.

Every regional or local nomenclature undoubtedly represents a troublesome burden on international science; this is, however, an inevitable evil until the time, when stratigraphical horizons of the given period or formation in the area of one continent, at least, will be adjusted. The stratigraphical division of the Pleistocene in Poland should be mainly based upon continental sediments, *i. e.* upon the interglacial fresh-water deposits and the morainic horizons which divide them and which correspond to glacial stages or substages.

I have not raised in this publication many questions concerning general and regional problems of the European Quaternary. I also have not given reasons in the text for all the links considered in the Tables II and III. In these tables may be found certain suggestions as to the possibility of a different interpretation of a number of facts, which were not hitherto taken into account, or which were explained in a different way, since they could not be embraced by the existing stratigraphical schemes. Throwing a light upon some of these new possibilities was the chief aim of the present publication.

Quaternary and Geomorphological Dept.
Muzeum Ziemi (Polish Geological Museum)
Warsaw, 1950

KOMUNIKATY — NOTES PRÉLIMINAIRES

JAN WOJCIECHOWSKI

Złoto rodzime i minerały towarzyszące w żyle kruszcowej pod Szczawnicą

W roku 1949 z inicjatywy kierownika Zakładu Mineralogii i Petrografii Muzeum Ziemi prof. St. Małkowskiego rozpocząłem szczegółowe opracowanie żyły kruszcowej odsłoniętej w starej sztolni w górze Jarmuta pod Szczawnicą. W sztolni, której cała długość wynosi 72 m, na początku odsłania się skała osadowa, dalej w głębi występują skały zmetamorfizowane kontaktowo pod wpływem magmy andezytowej i wreszcie ostatnia część sztolni wykuta jest w andezycie. Na całej długości sztolni widoczna jest cienka żyła limonitowa, a właściwie seria drobnych żyłek, która ciągnie się od początku sztolni i przecina zarówno skałę osadową jak i andezyt.

Opis sztolni i żyły kruszcowej oraz charakterystykę skał w niej występujących znajdziemy w komunikacie St. Małkowskiego z roku 1918 pt. „Metamorfizm kontaktowy i żyła kruszcowa w Jarmucie pod Szczawnicą" (Spraw. Tow. Nauk. Warsz. Wyd. III, 1918, zesz. 5, s. 681—698). Autor ten stwierdził w żyle następujące minerały: limonit, stanowiący główną masę żyły, galenę, piryt, magnetopiryt, kwarc, apatyt, gips, kalcyt oraz prawdopodobny antymonit.

W żyle kruszcowej, której przeciętna miąższość wynosi 1—2 cm, miejscami sięgając 3—4 cm, prócz limonitu gołym okiem rozróżniamy jedynie galenę i gips. Największe znalezione przeze mnie kryształy galeny mają średnicę 5—7 mm; zauważono postacie krystalograficzne (111) i (100).

Celem zwiększenia prawdopodobieństwa odnalezienia w żyle większej liczby spodziewanych w niej minerałów pobrałem materiał z żyły w ilości kilku kg, z czego na razie ok. 1 kg poddałem rozkruszeniu i odszlamowaniu w płuczce wodnej. Płuczka złożona z połączonych lejków rozdzielczych pozwoliła na posegregowanie materiału na frakcje o różnej grubości ziarn. Frakcje o średnicy ziarn mniej więcej w granicach od 1 mm do 0,1 mm poddane były dalszemu rozdzielaniu i następnie badaniu. Celem rozdzielenia kwarcu i innych minerałów lekkich stosowałem bromo-

form o ć. wł. 2,9. Niemożność uzyskania cieczy ciężkiej o ć. wł. powyżej 3,6 utrudniała oddzielenie galeny i innych minerałów ciężkich, występujących w nieznacznych ilościach, od przeważającej masy limonitu. Wzbogacenie frakcji limonitowej w minerały ciężkie uzyskałem selekcjonując ziarna według wielkości przez przesiewanie a następnie rozdzielając otrzymane frakcje w różnego rodzaju płuczkach na podstawie różnicy ciężarów właściwych.

Ze względu na drobne rozmiary badanych ziarn należało zastosować specjalne metody identyfikacji minerałów, a więc przede wszystkim reakcje mikroanalityczne, służące do wykrywania kationów i anionów [1], oraz specyficzne reakcje, dawane przez poszczególne minerały. Szczególne usługi oddawała mi metoda otrzymywania barwnych nalotów na powierzchni minerałów w roztworze $AgNO_3$. $AuCl_3$ oraz zmiany barwy w innych roztworach, która daje się doskonale obserwować pod lupą binokularną na bardzo nawet małych ziarnach. W niektórych przypadkach, poza reakcjami zwykle stosowanymi, stosowałem reakcje oparte na doświadczeniach własnych. Poza tym przeprowadziłem badania w mikrorurce otwartej i zamkniętej o średnicy wewnętrznej ok. 0,5 mm oraz zastosowałem czułą reakcję barwienia płomienia, szczególnie nadającą się do wykrywania miedzi w małych ziarnach, dla których trudno jest przeprowadzić reakcję na drodze mokrej.

Minerały żyły kruszcowej

W żyle kruszcowej z Jarmuty prócz wymienionych przez St. Małkowskiego *(op. cit.)*, tj. limonitu, pirytu, magnetopirytu, apatytu, kwarcu, gipsu, galeny i kalcytu, znalazłem po przerobieniu w wyżej opisany sposób całkowitego materiału liczny poczet innych minerałów.

Są to minerały następujące: metale w stanie rodzimym: złoto, srebro, miedź, rtęć, ołów (?) i nadto — chalkopiryt, bornit, kowelin, malachit, azuryt, cerusyt, arsenopiryt, blenda cynkowa, magnetyt.

Złoto rodzime znaleziono w postaci jednego ziarna o pokroju ośmiościanu, z charakterystycznie zaokrąglonymi krawędziami i matowymi ściankami. Średnica ziarna 0,1 mm. Barwa, połysk, kowalność i nierozpuszczalność w stężonym HNO_3 charakterystyczne dla złota. Zanim znalazłem złoto rodzime w postaci dającego się rozpoznać ziarna, poszukiwałem go na drodze chemicznej idąc za ideą prof. St. Małkowskiego, który, wnioskując z paragenezy minerałów znajdujących się w żyle, przewidywał występowanie w niej złota. Wykonałem analizę biorąc 100 g dokładnie sproszkowanej skały i stosując metodę działania alkoholowym roztworem jodu. Analiza wykazała obecność złota. Następnie oznaczyłem zawartość

[1] Por. Feigl. Quantitative Analyse mit Hilfe von Tüpfelreaktionen. 1933.

złota w żyle ilościowo metodą kolorymetryczną opartą na sposobie Doringa (p. Lunge-Berl, Chemisch-technische Untersuchungsmethoden, 1922). Do oznaczenia wzięte były próby po 100 g z czterech miejsc sztolni, przy tym z miejsca położonego o 15 m od wejścia zanalizowano trzy próby, które dały wynik zgodny. Po oznaczeniu kolorymetrycznym zebrano osady Au z prób bogatszych i zważono otrzymując wyniki zgodne.

Wyniki oznaczenia

L. próby	Miejsce pobrania próby	Zawartość *Au*	
		oznaczenie kolorymetryczne	oznaczenie z wagi zebranego osadu
1	15 m od wejścia	0,0005 - 0,00025 %	0,0003 %
2	24 m „ „	0,00025-0,00005 „	
3	przy kontakcie skały os. i andezytu (44 m od wejścia)	0,00025-0,00005 „ (więcej niż w próbie 2)	0,0001 %
4	w chodniku poprzecznym (50 m od wejścia)	0,00005 %	

Jak wynika z tego, największą zawartością złota w ilości ok. 0,0003 % odznacza się próba pobrana z odległości 15 m od wejścia do sztolni. W próbie tej oznaczono nadto zawartość srebra i miedzi znajdując następujące wielkości: zawartość Ag 0,003%, zawartość Cu 0,16%.

W galenie na drodze chemicznej stwierdzono obecność: Cu, Ag, Sb, Zn, Fe, Ca.

Srebro rodzime występuje w postaci ziarn o różnym kształcie (blaszki, wałeczki, gałązki i in.). Ziarna o barwie srebrzystobiałej i metalicznym połysku, przeważnie bez nalotu (rzadko nalot żółtawy lub czarny), są kowalne i dają się łatwo rozgnieść na cienką płytkę. Wobec kwasu azotowego zachowują się dwojako: jedne z nich rozpuszczają się łatwo, inne są nierozpuszczalne nawet w gorącym stężonym HNO_3. Te ostatnie rozpuszczają się w gorącym stężonym H_2SO_4 i w wodzie królewskiej zostawiając po rozpuszczeniu subtelny siatkowaty szkielecik zachowujący kształty ziarna pierwotnego. Przypuszczać należy, że mamy tu do czynienia z jakąś domieszką występującą w srebrze, która tworzy ów szkielet i utrudnia rozpuszczenie się w HNO_3. — Największe ziarno miało rozmiary 0.8—0.05 mm średnicy. Próba dokonania reakcji na drodze mokrej nie dała wyniku prawdopodobnie z powodu małych rozmiarów ziarn i tym samym małej ilości substancji w roztworze. Łącznie znaleziono ok. 10 ziarn.

Miedź rodzima, znaleziona w trzech okazach, odznacza się silnym połyskiem metalicznym i złocistożółtą barwą. Największe ziarno posia-

dało kształt niedużej owalnej blaszki o równoległych prążkach na powierzchni, co zapewne należy tłumaczyć zbliźniaczeniem; barwa była odcienia czerwonawego. Rozmiary ziarna: 0,45 × 0,15 mm. Drugie ziarno w postaci bryłki o powierzchni podobnej miało rozmiary 0,20 × 0,08 mm, trzecie, bardzo małe w postaci wygiętego listka. Ziarna kowalne rozpuszczają się łatwo w rozcieńczonym HNO_3. Reakcja mikroanalityczna daje z $K_4Fe(CN)_6$ charakterystyczne cechy Cu.

Rtęć rodzimą znaleziono w postaci kulki w próbce żyły kruszcowej, pochodzącej z odległości 15 m od wejścia do sztolni. Kulka była całkowicie pokryta szarą matową powłoką, nie zdradzającą cech metalicznych ziarna; zwracał uwagę jedynie kształt dokładnie kulisty. Przy dotknięciu igłą preparacyjną i starciu powłoki w miejscu dotknięcia można było stwierdzić silny połysk metaliczny i ciekły stan skupienia. Znaleziona kulka ma średnicę 0,38 mm[2]. Oznaczenie chemiczne Hg w masie żyły jest w toku.

Ołów rodzimy (?). — W próbie pochodzącej z samego końca sztolni i pobranej z jej ściany znaleziono ziarno metaliczne w kształcie bryłki wygiętej lekko na końcach, o rozmiarach 1,9 × 1,7 mm, pokrytej całkowicie czarnym nalotem, bardzo miękkiej i dającej się łatwo krajać. Po stwierdzeniu metaliczności ziarno pierwotnie wzięte było za srebro. Dzięki stosunkowo dużym rozmiarom bryłki można było przerobić cały szereg reakcji, czego wynikiem było stwierdzenie, że jest to ołów. Zbadano kowalność, topliwość, nalot na węglu, zachowanie się w HNO_3 stężonym i rozcieńczonym, zabarwienie płomienia, stwierdzono pokrywanie się świeżej powierzchni nalotem, w roztworze otrzymano po dodaniu $K_2Cr_2O_7$ charakterystyczny żółty osad $PbCrO_4$.

Ze względu na rzadkość występowania ołowiu rodzimego wstrzymuję się na razie od twierdzenia z całą pewnością, że jest to ołów pochodzenia naturalnego. Ponieważ jednak dostanie się do próby ołowiu z zewnątrz jest mało prawdopodobne, ziarno zaś posiada wszelkie cechy zewnętrzne minerału rodzimego (jest bardziej miękkie od spotykanego zwykle ołowiu technicznego, który zawiera domieszki innych metali), ponieważ poza tym w żyle występuje galena — istnieje duże prawdopodobieństwo, że mamy do czynienia z rzadkim ołowiem rodzimym.

Chalkopiryt o charakterystycznej barwie mosiężnożółtej z zielonkawym odcieniem spotyka się często, lecz występuje w znacznie mniejszej

---

[2] O występowaniu rtęci w Pieninach znajdujemy wzmianki u dawnych autorów; pisze o tym Lill von Lilienbach (Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. Jhrb. f. Miner., Geogn., Geol. u. Petrefaktenkunde, I. Jhrg., Heidelberg 1830) i Zepharovich (Mineralien Österreichs, Wien 1859).

ilości niż galena. Znalezione okruchy posiadają bardzo często powłokę limonitu (odmiana czarna, smolista), co dowodzi, że chalkopiryt znajduje się tu w stadium przeobrażenia. Rozmiary ziarn przeważnie poniżej 0,5 mm średnicy. Form krystalograficznych nie znaleziono. Identyfikacji chalkopirytu dokonałem dzięki czułej i niezawodnej reakcji na Cu przez zabarwienie płomienia oraz przez otrzymywanie na świeżym przełamie ziarna niebieskiego nalotu w roztworze $AgNO_3$. Każda z tych reakcji pozwala odróżnić najmniejsze ziarna chalkopirytu od pirytu.

Bornit o charakterystycznych barwach nalotu występuje rzadko. Rozmiary ziarn znalezionych ok. 0,3 mm średnicy. Ziarna dają charakterystyczną reakcję w roztworze $AgNO_3$ oraz w płomieniu.

Kowelin spotykany jest bardzo rzadko na grudkach limonitu. Największe skupienie tego minerału znaleziono w postaci gniazda o rozmiarach 8 $\times$ 5 mm w wąskiej szczelinie wśród żyłek magnetopirytu w świeżej skale osadowej.

Malachit o barwie jasnozielonej tworzy często skupienia groniaste. Występuje nieraz obok kryształów kalcytu i tworzy powłoki na galenie lub innych minerałach. Największe odnalezione ziarna mają około 1 mm średnicy. Stosunkowo duże ziarna malachitu łatwo dały się rozpoznać na zwykłej drodze chemicznej (burzenie się w 10% HCl, reakcja na Cu na drodze mokrej i w płomieniu).

Azuryt występuje w ilościach daleko mniejszych niż malachit; znaleziono go na grudkach limonitu.

Cerusyt tworzy białą skorupę na wielu kryształach galeny. Na niektórych okazach wewnątrz dużego ziarna cerusytu (do 1 mm średnicy) tkwi mały rdzeń jeszcze nie przeobrażonej galeny. Ziarna cerusytu intensywnie burząc się rozpuszczają się w 10% HCl, kryształek $K_2Cr_2O_7$, wrzucony do otrzymanej kropli roztworu, powoduje strącenie się żółtego chromianu ołowiu.

Arsenopiryt rzadki. Największe znalezione ziarno stanowiło fragment kryształu o charakterystycznym prążkowaniu ścian. Kryształ zbadany w mikrorurce zamkniętej dał charakterystyczny dla arsenopirytu nalot arsenu metalicznego. Obecność żelaza stwierdzono w mikroreakcji na drodze mokrej. Odróżnienie od lelingitu, jak stwierdziłem, daje się przeprowadzić w roztworze 3% $AgNO_3$, w którym arsenopiryt się nie zmienia, lelingit natomiast pokrywa się obficie wydzielanym srebrem.

Blenda cynkowa występuje w kryształach barwy czarnej o pokroju czworościanów i charakterystycznej łupliwości. Rozmiary ziarn poniżej 0,5 mm. Kryształy rozpuszczają się w HNO_3 z wydzieleniem siarki; cynk stwierdzono przy pomocy reakcji z H_2S. Zawiera sporo żelaza.

Magnetyt występuje w próbach pochodzących z dalszych części sztolni; w stosunkowo dużej ilości znaleziono go zwłaszcza w próbkach żyły z chodnika poprzecznego, tj. z odległości ok. 50 m od wejścia. Występuje przeważnie w postaci ziarnistych łupkowatych agregatów barwy zielonkawoczarnej. W jednym przypadku znaleziono magnetyt w postaci doskonale wykształconego ośmiościanu. Wszystkie ziarna silnie magnetyczne.

Opisane wyżej minerały pochodzą ze zwietrzałej żyły, której głównym składnikiem jest limonit. Niezależnie od niej natrafiłem przy rozbijaniu skały w odległości 10 m od wejścia na świeże żyłki kruszcowe licznie występujące w skale osadowej. Żyłki te o miąższości 1—3 mm składają się głównie z magnetopirytu, w którym tkwią gniazda chalkopirytu. Na jednym z okazów znaleziono kowelin, o którym wyżej była mowa.

Zakład Mineralogii i Petrografii
Muzeum Ziemi
Warszawa, 1950

SUMMARY

Native gold and associated ore minerals of the mineral vein near Szczawnica. — A description is given of preliminary results obtained by the author in his investigation of a mineral vein from the old stope in the mount Jarmuta near Szczawnica (Pieniny Mts. in southern Poland). The stope investigated is 72 meters long. At its entrance a sedimentary rock appears, farther on there are metamorphic rocks and andesite. On all extent of the stope a mineral vein passes, a thickness of which does not overpass 3—4 cm. The vein consists of limonite in which galena crystals are visible. The material of the vein was segregated by means of „panning" and heavy liquids. The microanalytic methods were used for determination of minerals present in grains smaller than 1 mm diameter. This work of the author is a continuation of prof. S. Małkowski's previous researches concerning this vein carried out in 1918 [1]. The results of the author's investigation in which considerable quantities (1 kg) of the vein material have been used are as follows: beside limonite, galena, pyrite, pyrrhotite, quartz, apatite, gypsum, calcite stated by St. Małkowski, 14 minerals were

---

[1] S. Małkowski. Le métamorphisme du contact et le filon métallifère dans le mont Jarmuta près de Szczawnica. Comptes Rendus des Séances de la Société des Sciences de Varsovie, Classe III, 1918, fasc. 5.

found, namely the native metals: gold, silver, copper, mercury, and lead (the last to verify), and also chalcopyrite, bornite, covellite, malachite, azurite, cerussite, arsenopyrite, sphalerite, and magnetite. The chemical analysis of four samples taken from four different places in the stope confirms the presence of gold. The amount of Au oscillates between 0,00005 and 0,0003%. One of these samples contains silver and copper: Ag 0,003, Cu 0,16%.

Mineralogical and Petrographical Dept.
Muzeum Ziemi (Polish Geological Museum)
Warsaw, 1950

ALFRED JAHN

Osobliwe formy poligonalne na łąkach w dolinie Wieprza

W czasie badań nad morfologią i dyluwium doliny Wieprza, które od kilku lat prowadzę z ramienia Muzeum Ziemi, natrafiłem w sierpniu 1948 r. we wsi Zakrzew (3 km na S od Łęczny) na ciekawy, u nas na ogół niespotykany obraz mikroreliefu łąkowego, przypominający żywo tzw. gleby komórkowe krajów polarnych.

Łąka, na której wspomniane formy występują, leży właściwie na dnie doliny potoku Stawek, dopływu Wieprza, w odległości 1 km od ujścia potoku do Wieprza. Na równej powierzchni rysują się (fot. 1) niezwykle



Fot. 1
Wieloboczne formy na łąkach wsi Zakrzew k. Łęczny
Polygonal markings on the meadows of the village Zakrzew by Łęczna

regularne formy wieloboków (pięcio i sześcioboków), wycięte płytkimi rowkami. Jest to sieć, której poszczególne oka mają 1,5—3,0 m średnicy. Rowki są na ogół płytkie, średnio ok. 10—15 cm głębokości, szerokości zaś do 20 cm.

Starając się wyjaśnić powstanie tych osobliwych form zwróciłem uwagę na fakt, że poniżej łąki znajduje się zniszczona grobla. Ludność miejscowa objaśniła mię, że grobla była wysadzona w czasie działań wojennych w lipcu 1944 roku. Łąka, którą dziś pokrywa sieć wieloboków, była przedtem zalana wodą — była dnem dużego stawu rybnego [1].

Nie udało mi się ustalić, kiedy po raz pierwszy ukazała się sieć na mulistym dnie spuszczonego stawu. Czy nastąpiło to jeszcze w lecie (lipiec, sierpień) przez gwałtowne wysychanie mułu, czy później, pod wpływem działania mrozu. Kontrakcja w wyniku wysychania czy zamarzania jest zasadniczym zagadnieniem genezy tych spękań, gdyż niewątpliwie rowki tej sieci są przeobrażonymi w drobnym stopniu szczelinami. Jeden i drugi proces powoduje zmiany objętościowe w glebie, oba procesy prowadzą w następstwie tych zmian do powstawania szczelin.

Jest pewna różnica między formami spękań powstałych wskutek wysychania i zamarzania. Przez wysychanie powstaje sieć wieloboków na ogół nieregularnych, aczkolwiek mamy tu stale do czynienia z dążnością do wytwarzania pięcio i sześcioboków. Przekonuje o tym poniższe zdjęcie (fot. 2). Jest to zrozumiałe, ponieważ spękania są przejawem deformacji nieciągłej, wywołanej kurczeniem się masy mułu dokoła pewnych ośrodków. W wyniku zamarzania i odmarzania owe napięcia, wywołujące zmiany objętościowe, są silniej związane z centrami, z których odśrodkowo rozwija się działanie boczne. Pęknięcie powstaje tam, gdzie wzajemnie zachodzą na siebie koła (stąd słuszną jest rzeczą, że najczęstszą formą będą tutaj sześcioboki). Sieć szczelin tworzy przeważnie bardzo regularne wieloboki, bardziej oczywiście prawidłowe, aniżeli spękania wysychających gruntów.

Jest jeszcze druga różnica w wyglądzie form wielobocznych wysychania i zamarzania, na którą zwrócili uwagę Huxley i Odell *(3)*, porównując ze sobą poligonalne sieci Spitsbergenu i Mezopotamii. Pola sieci wysychania są płaskie, a nawet wklęsłe — pola sieci zamarzania są zawsze wypukłe [2]. Jest to zrozumiałe, gdyż przy wysychaniu mamy do czynienia z kurczeniem się materiału, przy zamarzaniu — ze wzrostem objętości.

---

[1] W 1949 roku groblę naprawiono i spiętrzone wody zalały znów całą dolinę. Dziś owe „gleby poligonalne" Zakrzewa, utrwalone na fotografii, nie istnieją.

[2] Cecha ta jest bardzo wyraźna w glebach komórkowych Grenlandii Zachodniej *(4)*.



Fot. 2
Sieć spękań na wyschniętym namule kredowym koło Chełma
The network of crackings on the dried Cretaceous silt near Chełm

Formy łąkowe Zakrzewa posiadają cechy spękań zarówno wysychania jak i zamarzania. Przez regularność kształtu i wielkość zbliżają się do polarnych gleb komórkowych, płaskie natomiast powierzchnie pól odpowiadają raczej formom wysychania. Cecha ta, jak też próba odtworzenia warunków, w jakich te formy powstały, każą uznać je raczej za zjawisko wysychania mułu.

Grobla była wysadzona w lipcu. Po wybuchu powstała głęboka wyrwa, przez którą wylały się gwałtownie wody stawu. Dzięki obniżeniu dawnego swego koryta potok rozciął dno stawu, przez co gruba warstwa mułu znalazła się powyżej poziomu wód gruntowych. W okresie upałów, które wówczas nastąpiły, powstała sieć spękań. Wielkość form, na ogół niespotykana w tego rodzaju zjawiskach („oka" sieci spękaniowej mają zazwyczaj kilka dcm średnicy), daje się wytłumaczyć grubością namułów oraz gwałtownością wysychania. Te przyczyny spowodowały zapewne niezwykłą foremność wieloboków, przypominającą kształt gleb komórkowych. Sieć porosła trawą, szczeliny zaś przeobraziły się w płytkie rowki.

Innego wytłumaczenia powstania tych form nie widzę. Działanie mrozu jako przyczynę genezy spękań należy wyłączyć ze względów na-



Fot. 3

Kopce bydlęce w dolinie Wieprza koło wsi Ciechanki. Wśród kopców tarczowate wysepki (na pierwszej stoi czekan)

Cattle hills in the Wieprz valley in the neighbourhood of the village Ciechanki Among the hills target-shaped islets (on the nearest one a hammer is standing)

stępujących: 1) gleby komórkowe powstają na podłożu zmarzliny stałej lub sezonowej, 2) wymagają one bardziej długotrwałego i znacznie silniejszego spadku temperatury, niż to jest możliwe w naszych warunkach klimatycznych, wreszcie 3) są rezultatem nie procesu jednorazowego, lecz wieloletniego „rozruszania" gleby przez zmiany objętościowe pod wpływem mrozu. Sieć wieloboków w Zakrzewie, już w 1948 porośnięta trawą i będąca w zaniku, mogła powstać w okresie najwyżej jednego roku. Gleby komórkowe nie tworzą się nigdy w tak krótkim czasie.

Inny osobliwy typ form łąkowych występuje w dolinie Wieprza na SE od Łęczny, niedaleko drogi Łęczna—Ciechanki. W miejscu tym szerokie dno łąkowe doliny wchodzi prostokątną zatoką w osiemnastometrowy taras Wieprza.Na przestrzeni ok. 20 ha łąka jest pokryta gęsto niewysokimi, kopcowatymi pagórkami, wśród których tu i ówdzie występują owalne, tarczowate wysepki (fot. 3). Formy te na pierwszy rzut oka czynią wrażenie mikroreliefu tundry bugrowej. Wiele kopców posiada kształt dzwonów, z tym, że u podstawy są węższe aniżeli u góry. Średnia wysokość

20—40 cm. Bruzdy między kopcami są na ogół wąskie — szerokość ich rzadko kiedy przekracza 0,5 m.

Kopce utworzone są z czarnego mułu bagiennego, obficie porośniętego trawą. Torf znajduje się w głębi i gdzieniegdzie jego pakiety wchodzą w skład dolnej części kopców. Natomiast wolne od kopców wysepki składają się prawie wyłącznie z brązowej masy torfiastej a na wierzchu powleczone są cienką warstwą mułu.

Geneza kopców nie budzi wątpliwości. Powstały one w tym miejscu dna łąkowego doliny, gdzie ludność okoliczna wypasa duże stada bydła. Na łąkach kośnych położonych bliżej Wieprza, gdzie bydło nie jest wpuszczane, kopców nie ma. Kopce powstały przez wygniecenie plastycznej warstwy namułów, spoczywających na warstwie torfowej w miejscach, gdzie ich grubość jest duża. Torf dzięki swej plastyczności nie odkształca się trwale pod naciskiem, gdy zaś spoczywa tuż pod powierzchnią pastwiska, tworzy niezaburzone, łagodnie faliste wysepki, tak kontrastowo odcinające się na tle kopulastej mikrorzeźby całej powierzchni.

Głównym czynnikiem formotwórczym jest tu bydło. Obok tego działają jednak także inne procesy, rozwijające i przeobrażające formy kopców. W wyciśniętych głębokich bruzdach zbiera się w jesieni woda, która w początkach zimy zamarza. Dzięki temu dolne części bruzd rozszerzają się wydatnie kosztem podstawy kopców, które zwężają się przez nacisk lodu. W rezultacie kopce przybierają kształt cylindrów, szerszych u góry niż u dołu.

Wypada wspomnieć, że takie wspólne działanie świata organicznego i mrozu znane jest na tundrach Eurazji, o czym wspomina Grigoriew *(2)* powołując się na obserwacje Andrejewa. Tam, gdzie na tundrze przebywają w lecie stada reniferów, powstaje szczególny mikrorelief o cechach bugrów (pagórki darni z jądrem mineralnym w środku).

W rozwoju opisanych z nad Wieprza kopców bydlęcych — jak na to zwrócił uwagę prof. J. Motyka, towarzyszący mi w czasie jednej z wycieczek — uczestniczy również w pewnym stopniu roślinność, której bujne kępy krzewią się na szczytach kopców.

Występowanie kopców łąkowych w środkowej Europie było znane kilku badaczom: Brandt *(1)* opisuje je z Polesia, Niezabitowski *(6)* i Łoziński *(7)* — z Podkarpacia i dorzecza górnego Bugu oraz Styru.

Niezabitowski tłumaczył powstanie tych form działalnością mrówek. Sypiąc kopce podwyższają one teren łąkowy powyżej poziomu wód gruntowych i w ten sposób budują suche siedlisko.

Łoziński poświęcił kopcom łąkowym obszerną rozprawę, nazywając je terminem pochodzącym z języka fińskiego „palsa“ (l. mn. palsen), co

odpowiada w przybliżeniu nazwie form tundrowych, tzw. w języku rosyjskim „bugor“ (l. mn. bugry). W rozprawie tej uzasadnia absurdalność hipotezy Niezabitowskiego. Dla Łozińskiego są to zjawiska klimatyczne, ściślej mówiąc, efekty klimatu periglacjalnego, a więc początek ich powstania należy odnieść do epoki lodowej.

Nie ulega wątpliwości, że pagórkowate formy tundrowe Europy północnej (bugry), związane z działaniem mrozu, nie kończą się gwałtownie tam, gdzie zjawiają się lasy. Wiele faktów świadczy o tym, że w szczególnie sprzyjających warunkach mikroklimatycznych kopce bugrowe mogą istnieć w obrębie naszych szerokości geograficznych, formy zaś opisane przez Łozińskiego uznać należy za zjawiska w znacznym stopniu współczesnego (nie dyluwialnego) klimatu. Są to oddzielne niewysokie wypukłości torfowo-darniowej powierzchni łąk, które powstały przez działanie mrozu. Z opisu Łozińskiego można jednak wnosić, że autor ten nie odróżniał form ściśle klimatycznego mikroreliefu łąkowego od kopców bydlęcych, które niewątpliwie zostały przez niego włączone do zespołu wyżej wymienionych „palsen“. Dotyczy to zwłaszcza form opisanych spod Radziechowa.

Różnica polega na tym, że pagórki mrozowe są łagodnie kopulaste, szerokie i przedzielone szerokimi pasami równej powierzchni łąkowej. Znajdują się raczej w suchszych częściach łąk. Formy natomiast bydlęce występują gęsto obok siebie, mają zbocza strome, przybierają czasami nawet kształt dzwonów. Są związane z podmokłą częścią łąk i ciągną się najczęściej wzdłuż ich obniżeń drenażowych.

Obok wyżej wzmiankowanych kopców na obszarze łąk torfowych znane są tarczowe uwypuklenia, związane z mikroreliefem torfowisk wysokich. Kulczyński *(5)* zwraca uwagę na to, że tzw. torfowiska typu bałtyckiego rozwijają się na Polesiu drogą regeneracji soczewek torfowych. Na powierzchni torfowiska powstają płaskie lecz wyraźnie sklepione nabrzmienia.

Formy wypukłe mikroreliefu łąkowego na obszarze Polski i ziem przyległych dadzą się ująć w 4 następujące grupy:

1) pagórki mrozowe, związane z przemianą objętościową masy darniowej pod wpływem zamarzania,

2) pagórki torfowo-roślinne, powstałe w związku z rozwojem soczewek torfowych w obrębie torfowisk,

3) kopce bydlęce (opisane wyżej) — najczęstsza forma pastwisk,

4) kretowiny, występujące w obrębie suchych łąk, przez modyfikację roślinną upodobniające się do form pierwszej grupy.

LITERATURA — REFERENCES

1. BRANDT B. Die Unebenheiten der Sümpfe. Geogr. Zschr. Bd. 22, 1916.
2. GRIGORIEV A. A. Subarktyka. Izdat. Ak. Nauk SSSR. 1946.
3. HUXLEY J. S., ODELL N. F. Notes on the surface markings in Spitzbergen. Geogr. Journal 1924.
4. JAHN A. Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii (Research on the structure and temperature of the soil in West Greenland), Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. P.A.U., str. 72, 1946; Bull. Int. Ac. Sc. Cracovie, 1948.
5. KULCZYŃSKI ST. Torfowiska Polesia. P.A.U. Kraków 1939.
6. LUBICZ-NIEZABITOWSKI E. Kopce ziemne sypane przez mrówki na pastwiskach Galicji Wschodniej. Kosmos, t. 34, 1911.
7. ŁOZIŃSKI W. Palsenfelde und periglaciale Bodenbildung. N. Jhrb. f. Min. etc. Bd. 71, Stuttgart 1933.

Zakład Czwartorzędu i Geomorfologii
Muzeum Ziemi
Warszawa, 1950

SUMMARY

Peculiar polygonal markings on the meadows in the Wieprz river valley. — During the author's geological and geomorphological investigations in the area of the Lublin Upland a regular polygonal (penta- and hexagonal) network of crackings was found by him on the meadows of the valley of the Wieprz and its tributary Stawek, in the neighbourhood of the village Zakrzew. The crackings are of 1,5—3 m in diameter (s. fig. 1, 2). They are very similar to the polygonal network found in the arctic tundra (*e. g.* to the fissure polygons in Greenland and Spitsbergen). These crackings were formed in the following circumstances. The meadow, on which they appear, was a pond until 1944. After the dam was destroyed during the last year of the war, the water flowed down rapidly and the surface of the bottom, coated with a thick silt layer, dried up very quickly and formed the network referred to. This phenomenon proves that the markings formed through drying are similar to those which are produced by the action of frost. The main difference consists in their surfaces: the forms of drying action have a flat and even surface, those of the action of frost have a convex surface.

The author also describes another type of meadow markings in the neighbourhood of Ciechanki on the river Wieprz. The meadow is filled with mounds 20—40 cm high, often bell-shaped (fig. 3). They recall the „bugry" of the Russian tundra, the „palsen" of the Finish tundra and the „thufurs" of Iceland, but, according to the author, they were pressed out by the pasturing cattle.

Among the forms of the meadow microrelief in Poland discussed, the author quoted the following:

1) mounds arising from the volume alternation of green turf mass by frost action (after Brandt and Łoziński),

2) green turf mounds which were formed in connection with turf lenses in the area of highland peat-bogs,

3) cattle mounds, mentioned above,

4) mole-hills raised on the dry meadows, which, when covered by vegetation, are very similar to the first group.

Quaternary and Geomophological Dept.
Muzeum Ziemi (Polish Geological Museum)
Warsaw, 1950

TABLICE—PLANCHES

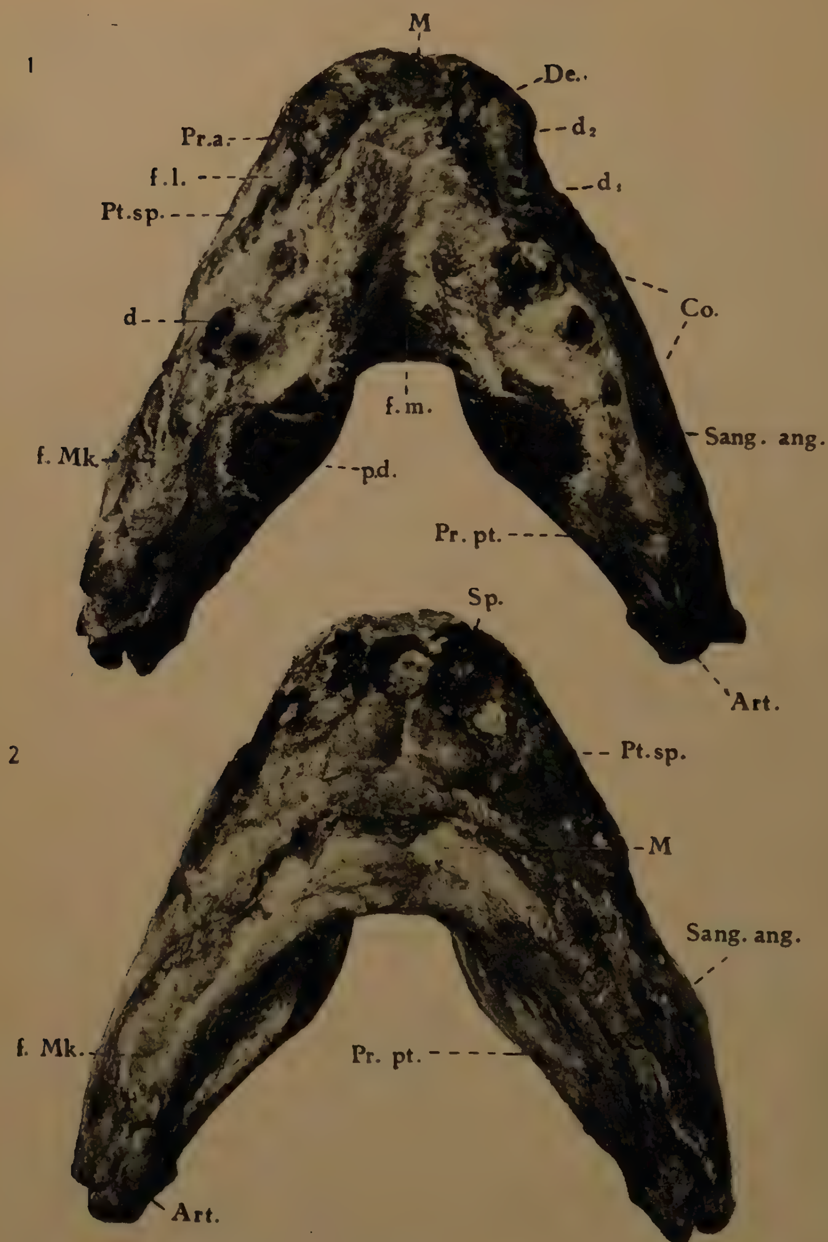


Fig. 1—2
Holodus sanctacrucensis

Fig. 1—2. *Holodus sanctacrucensis*

Fig. 1: szczęka dolna widziana od strony gębowej (prawie w. n.) — mâchoire inférieure vue par sa face orale (approx. grandeur n.)

Fig. 2: ten sam okaz ukazujący powierzchnię zewnętrzną — même exemplaire montrant sa face externe

Sang. ang. — supraangulo-angulare; *Art.* — articulare; *Pr. pt.* — praearticulare posterior; *Pr. a.* — praearticulare anterior; *De* — dentale; *Co.* — coronoidea (praecoronoideum, intercoronoideum i coronoideum); *Sp.* — spleniale; *Pt. sp.* — postspleniale; *M* — mentomandibulare; *f. m.* — fissura mediana; *f. l.* — fossa lateralis; *f. Mk.* — fossa Meckeli; *d* — zęby stożkowate boczne (dents coniques laterales); d_1 — zęby (dents); d_2 — ząbki (petites dents); *p. d.* — płytka zębowa (plaque dentaire)

Fig. 1, 2, 6 — *Holodus sanctacrucensis* sp. n.

Fig. 1. szczęka dolna z profilu (prawie w. n.) — mâchoire inférieure (approx. g. n.) vue de profil

Sang. ang. — supraangulo-angulare; *Art.* — articulare; *Co* — coronoidea (praecoronoideum, intercoronoideum, coronoideum); *De* — dentale; *Sp.* — spleniale; *Pt. sp.* — postspleniale; *d* — zęby stożkowate boczne (dents coniques laterales); *f. l.* — fossa lateralis; *f. Mk.* — jama Meckela (fosse de Meckel)

Fig. 2: szczęka dolna od strony gębowej — mâchoire inférieure vue par sa face orale

Fig. 3: *Dipterus* sp. Płytka zębowa szczęki dolnej (plaque dentaire de la mâchoire inférieure)

Fig. 4: *Dipterus* sp. Płytka zębowa szczęki górnej (plaque dentaire de la mâchoire supérieure)

Fig. 5: *Conchodus elkneri* sp. n. Płytka zębowa szczęki górnej (plaque dentaire de la mâchoire supérieure)

Fig. 6: przekrój poprzeczny zęba stożkowatego *Holodus sanctacrucensis*. Jądro osteoidalne. Kanały pulparne *(K)* z kanalikami *(k)*. Pow. × 500 — coupe transversale de la dent conique de *Holodus sanctacrucensis*. Noyau ostéoïde. Canaux pulpaires *(K)* avec canalicules *(k)*. × 500

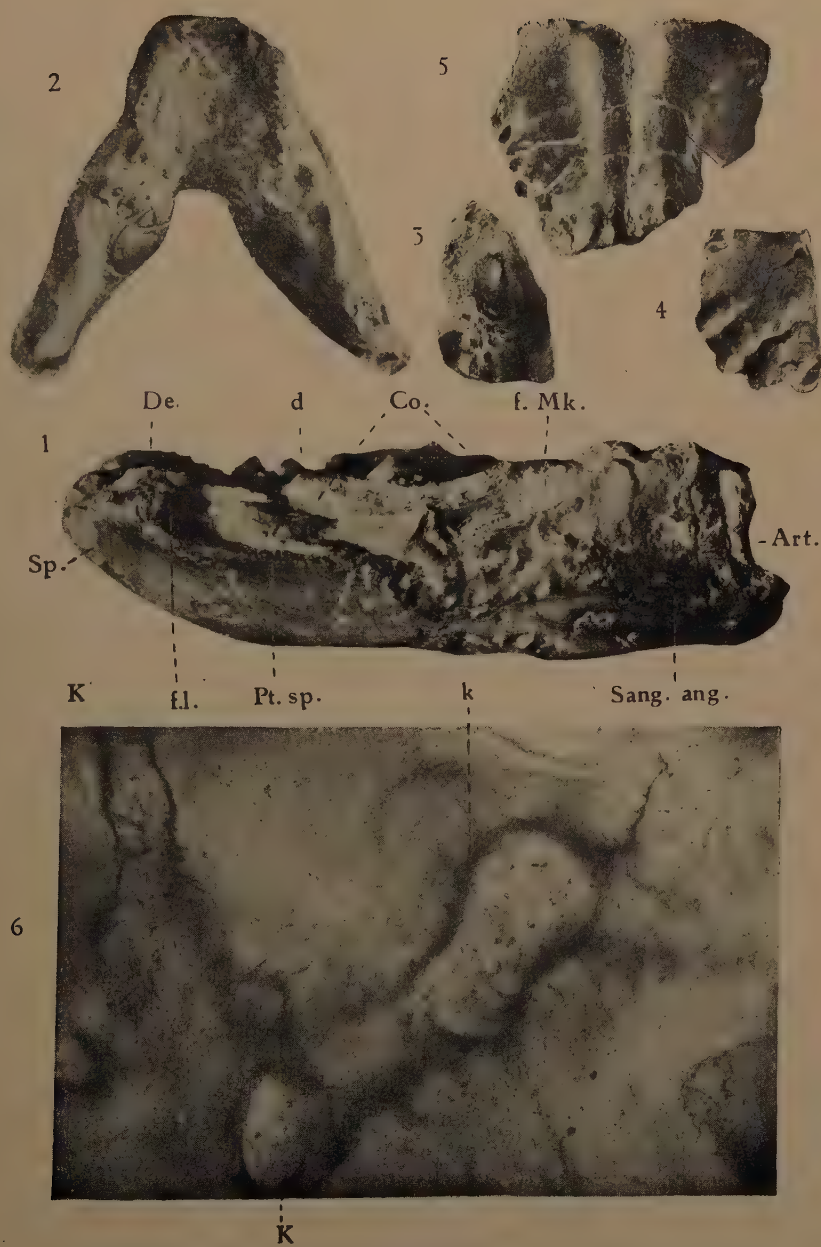


Fig. 1, 2, 6
Holodus sanctacrucensis sp. n.

1



2

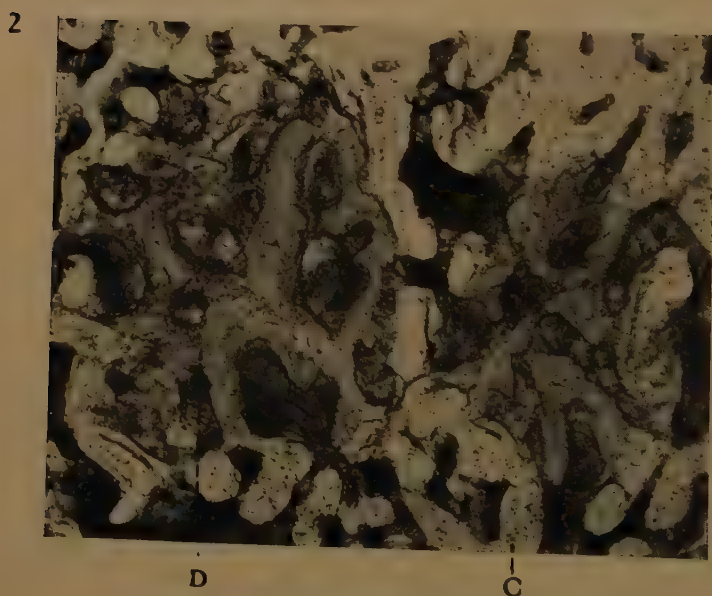


Fig. 1, 2
Holodus sanctacrucensis sp. n.

Fig. I, 2 — *Holodus sanctacrucensis* sp. n.

Fig. 1: przekrój poprzeczny zęba stożkowatego, warstwy powierzchniowe (coupe transversale de la dent conique, couches superficielles) × 250

K — kanały pulparne (canaux pulpaires); *k* — kanaliki (canalicules); *p* — pędzelki (pinceaux)

Fig. 2: przekrój poprzeczny przez podstawę zęba stożkowatego (coupe transversale dans la partie basale de la dent conique): *C* — cement (cément): *D* — dentyna (dentine) × 250

Fig. 1 — *Holodus sanctacrucensis* sp. n.

Tkanka kostna (tissu osseux); *O* — osteoplasty (ostéoplastes); przekrój pionowy (coupe verticale) × 450

Fig. 2 — *Conchodus elkneri* sp. n.

Syndentyna. Kanały pulparne z kanalikami. Przekrój pionowy (Syndentine. Canaux pulpaires avec canalicules. Coupe verticale) × 450

1

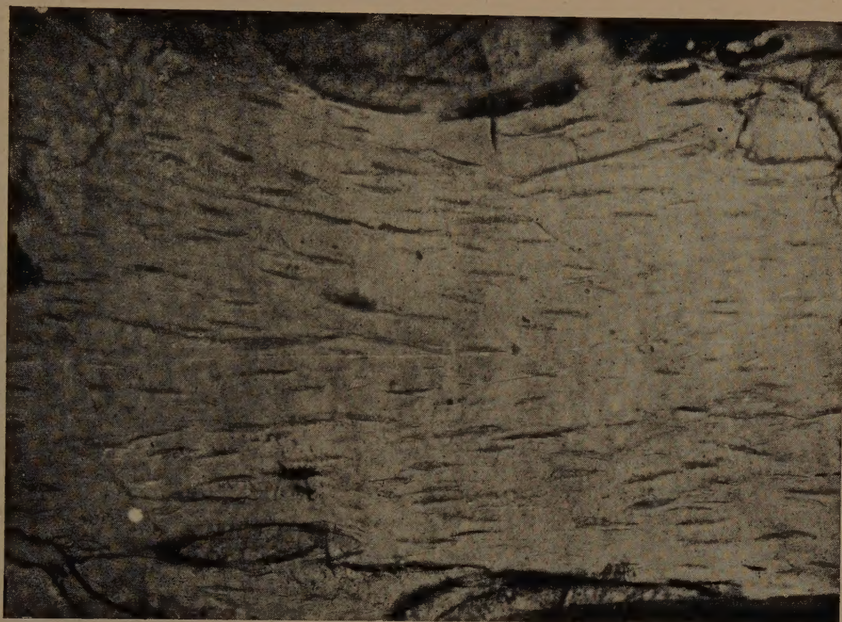
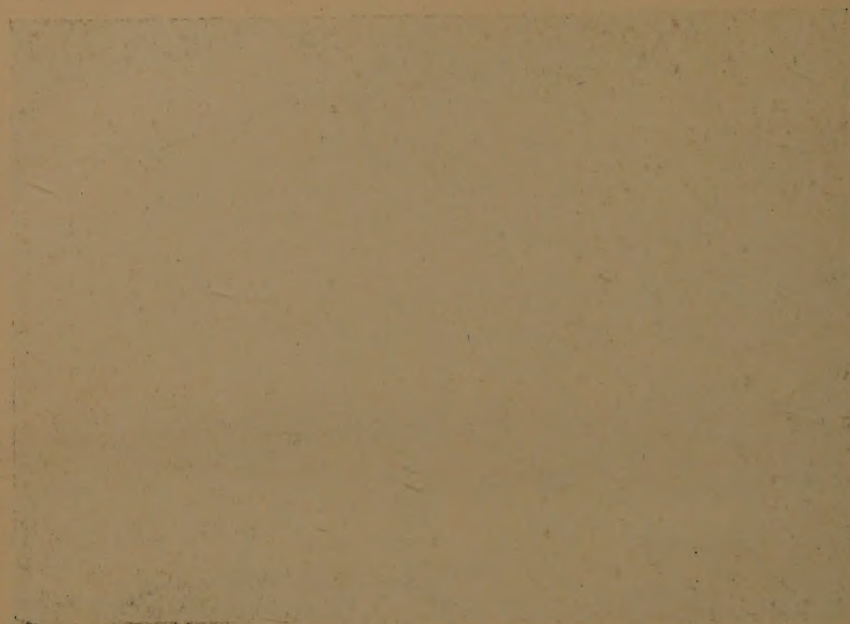


Fig. 1
Holodus sanctacrucensis sp. n.

2



Fig. 2
***Conchodus elkneri* sp. n.**





TABLICA I — CHARAKTERYSTYKA FLORYSTYCZNA I FAUNISTYCZNA CZWARTORZĘDU DORZECZA NIEMNA (FLORISTIC AND FAUNAL FEATURES OF THE QUATERNARY DEPOSITS IN THE NIEMEN BASIN)

ZLODOWACENIA I INTERGLACJAŁY (INTERSTADIAŁY) (Glacial and Interglacial stages, substages)	Charakterystyczne osady (Characteristic deposits): obszar pokryty przez moreny zlodowacenia bałtyckiego (area covered by moraines of the last glaciation)	Charakterystyczne osady (Characteristic deposits): obszar poza zasięgiem moren zlodowacenia bałtyckiego (area beyond the reach of the last glaciation)	*Główne wyniki analiz pyłkowych* *(main results of pollen analysis)*	*Ważniejsze gatunki spośród szczątków makroskopowych* *(Most important species among the macroscopic plant remains)*	*Fauna mięczaków* *(Molluscan fauna)*
Zlodowacenie VI (bałtyckie) — Last (sixth) glacial: Stadium suwalsko - wileńskie i fazy młodsze (Suwałki-Wilno substage and its younger phases)	Morena denna (miejscami parę poziomów) (boulder clay; here and there 2-3 horizons)	Deluwia, iły wstęgowe, piaski sandrowe i tarasowe (deluvia, varves, outwash- a. terrace sands)			
Interstadiał (z przewagą lasów szpilkowych) Interstadial stage (Conifers dominating)	Iły w Komaryszkach nad Straczanką? (lacustrine clays in Komaryszki on the Straczanka river?) Miejscami piaski międzymorenowe i iły wstęgowe (river sands, varved clays)	Leśna gleba kopalna w Kowszowie n. Niemnem (fossil forest-soil, Kowszowo, on the Niemen r.) Górny torf (upper peat) Cimoszkowicze	*Cimoszkowicze (22)* w całym profilu przewaga sosny, jedynie w stropie dominuje brzoza [1] (pine dominating in the whole profile; birch prevails only in the top [1])	*Kowszowo (34)* Liczne gałęzie drzew (numerous tree branches) *Cimoszkowicze (22)* *Larix polonica, Pinus silvestris, Picea excelsa, Betula* cf. *pubescens, Carpinus betulus, Tilia cordata, Fraxinus excelsior, Corylus avellana*	*Komaryszki (35)* *Anodonta cygnaea* cf. *piscinalis, Radix* cf. *ovata, Valvata piscinalis, Pisidium subtruncatum, P. nitidum, P. casertanum*
Stadium augustowsko-grodzieńskie (Augustów-Grodno substage)	Morena denna (boulder clay)	Less nowogródzki, iły wstęgowe, piaski sandrowe i tarasowe (loess in Nowogródek area, varves, outwash- a. terrace sands)			
Interglacjał 5 (z „dębowym" *Q. m.*) Fifth Interglacial (oaken *Q. m.*)	Osady jeziorowe i torfowe w Nieciosach nad Niemnem (lacustrine a. peaty deposits in Nieciosy on the r. Niemen)	Osady jeziorowe i torfowe w Cimoszkowiczach k. Nowogródka (lacustrine and peaty deposits in Cimoszkowicze near Nowogródek)	*Nieciosy (4)* Pełny obraz rozwoju lasów (full picture of forests evolution) [2] *Cimoszkowicze (22)* Fragment optimum klimat. (a fragment of the climatic optimum)	*Nieciosy (4)* *Picea obovata, Carpinus betulus, Corylus avellana, Najas major, Ceratophyllum demersum)* *Cimoszkowicze (49, 22)* *Tilia grandifolia, Acer platanoides, Fraxinus excelsior, Carpinus betulus, Corylus avellana, Stratiotes aloides, Nymphaea alba, Najas major, Nuphar luteum, Ceratophyllum submersum*	*Nieciosy (4)* *Valvata piscinalis, V. cristata, Radix ovata, Acroloxus lacustris, Gyraulus albus, G. laevis, Sphaerium corneum* *Cimoszkowicze* Fauna obfita lecz nie opracowana (an abundant fauna but not worked out till now)
Zlodowacenie V Fifth glacial	Morena denna — boulder clay		file; prevalis		
Interglacjał 4 (z „lipowym" *Q. m.*) Fourth Interglacial (limy *Q. m.*)	Osady jeziorowe (lacustrine deposits) Kmity n. Wilią (on the r. Wilia)	Osady jeziorowe i torfowe (lacustrine and peaty deposits) Żukiewicze, Rumlówka, Poniemuń, Druck, Szczeczynowo, Siwkowo, Bohatyrewicze vel Samostrzelniki n. Niemnem, Rudziewicze k. Wołkowyska, Różana	Pełny obraz rozwoju lasów (full picture of forests evolution) [3] *(4, 16, 40, 96)*	*Bohatyrewicze vel Samostrzelniki (90, 93)* *Picea excelsa, Taxus baccata, Quercus pedunculata, Tilia platyphyllos, T. cordata, Acer tataricum, A. campestre, A. platanoides, Fraxinus excelsior, Fagus silvatica, Carpinus betulus, Brasenia nehringi, B. schröteri, Dulichium spataceum, Stratiotes aloides, Trapa natans, T. muzzanensis, Nymphaea alba, Najas marina, N. flexilis, Nuphar pumilum, Ceratophyllum demersum, C. submersum, Caldesia parnassifolia* *Żukiewicze, Rumlówka (96)* *Picea obovata, Larix sibirica, Alnus glutinosa*	Żukiewicze (Urbański 1930) *Valvata piscinalis, V. cristata, Bithynia tentaculata, Gyraulus albus, Hippeutis complanatus, Vertigo genesii, Sphaerium corneum, Pisidium amnicum*
Zlodowacenie IV Fourth glacial	Morena denna (boulder clay)				
Interglacjał 3 (z lasami mieszanymi, z zimnym wahnieniem w pobliżu stropu) Third Interglacial (mixed forests, with a cold oscillation near the top)	Osady jeziorowe (lacustrine sediments) Onikszty?	Osady jeziorowe i torfowe (lacustrine a. peaty sediments) Żydowszczyzna n. Niemnem Gleba kopalna (fossil soil) Kowalce n. Niemnem	*Żydowszczyzna (40)* Pełny obraz rozwoju lasów (full picture of forests evolution) [4] *Onikszty (20)* Sosna, świerk, modrzew, jodła, mało leszczyny i *Q. m.* *(Pinus, Picea, Larix, Abies,* rare *Corylus* and *Q. m.)*	*Żydowszczyzna (90)* *Abies pectinata, Taxus baccata, Quercus pedunculata, Acer platanoides, Carpinus betulus, Trapa natans, T. muzzanensis, Najas marina, N. flexilis, Nuphar luteum*	
Zlodowacenie III Third Glacial	Morena denna, miejscami dwudzielna (boulder clay; here and there 2 horizons)				
Interglacjał 2 (z podwójną kulminacją *Q. m.*) Second Interglacial (with two maxima of *Q. m.*)	Wkładki torfowe w piaskach rzecznych koło Kapitaniszek n. Niemnem (peat intercalations in the river sands near Kapitaniszki on the Niemen river) Osady jeziorowe i torfowe w Janiańcach i Maksymańcach n. Niemnem (lacustrine and peaty deposits in Janiańce a. Maksymańce on the Niemen river)	Osady jeziorowe w Orańczycach k. Prużany (lacustrine deposits in Orańczyce near Prużana) Osady jeziorowe w Kowalcach n. Niemnem (lacustrine deposits in Kowalce on the Niemen river)	*Janiańce-Maksymańce, Kapitaniszki (4)* Niemal pełny obraz rozwoju lasów (almost full picture of forests evolution) [5] *Orańczyce* (inf. Bremówna 1949) Fragmenty z optimum klimat. i chłodnego stropu (fragments from the climatic optimum a. the cool top)	*Janiańce (4)* Obok *Picea excelsa* występuje *P. obovata*. Inne gatunki bez istotnego znaczenia (*Picea excelsa* beside *P. obovata*. Other species without importance)	Fauna mięczaków z interglacjału w Kowalcach [6] Oprócz mięczaków znaleziono w Kowalcach kości *Rhinoceros* sp. (Mollusc. fauna from the Kowalce interglacial stage [6] Beside the Molluscs *Rhinoceros* bones were found there)
Zlodowacenie II Second Glacial	Morena denna (boulder clay)				
Interglacjał 1 (charakter nieznany) First Interglacial (features unknown)	Szczątki drewna i cienkie wkładki torfowe w piaskach rzecznych otworu Nr 29 w Wilnie (wood remains and thin peat intercalations in river sands from the boring No. 29 in Wilno)			*Wilno* (inf. Szafer 1938) *Pinus silvestris, Quercus* sp., *Alnus* sp.	
Zlodowacenie I First Glacial	Bruk z głazów skandynawskich i miejscowych, miejscami zubożały (residual pavement with Scandinavian and local boulders, often weathered and impoverished)				
„Preglacjał" (dolny plejstocen) (i górny pliocen?) „Preglacial" (Lower Pleistocene) (Upper Pliocene also?)	Poziom ciemnych glin w Podworzańcach n. Wilią (dark clays horizon in Podworzańce on the r. Wilia)	Szczątki drewna i cienkie wkładki torfowe w piaskach rzecznych wiercenia w Prużanie (wood remains and thin peat intercalations in river sands in Prużana)	*Podworzańce* (inf. Bremówna 1949) Las sosnowo - brzozowy z dębem i domieszką olchy i świerka (pine-birch forest with oak a. some alder and fir) *Tsuga?*	*Podworzańce* (inf. Supniewska 1949) *Pinus silvestris, Quercus* sp. *Prużana* (inf. Szafer 1935) *Carpinus betulus, Pinus silvestris, Populus* sp., *Juniperus communis*	
	Piaski i żwiry rzeczne z grubym materiałem miejscowym, silnie skorodowanym (sands a. river gravels with local boulders strongly corroded)				

[1] W optimum klimat. *Q. m.* > 5%, leszczyna < 5%. Ślady grabu. Olcha do 25%. (*Q. m.* (mixed oak forest) in the climatic optimum > 5%, *Corylus* < 5%, traces of *Carpinus*, *Alnus* to 25%).

[2] Rozwój lasów od zimnego spągu do chłodnego stropu. W optimum klimat. *Q. m.* do 68%, leszczyna do 220%. W *Q. m.* przewaga dębu (62%) nad lipą. Świerk w stropie > 90%. (Forest evolution from the cold base to the cool top. *Q. m.* in the climatic optimum to 68%, *Corylus* to 220%. In *Q. m.* *Quercus* prevails (62%) over *Tilia*. *Picea* in the top > 90%).

[3] W optimum klimat. *Q. m.* do 65%, leszczyna do 300%. W *Q. m.* przewaga lipy (do 60%) nad dębem. W fazie grabowej grab osiąga najwyższe wartości interglacjalne (do 76%). (*Q. m.* to 65% in the climatic optimum, *Corylus* to 300%. In *Q. m.* *Tilia* prevails (to 60%) over *Quercus*. In the *Carpinus* zone *Carpinus* reaches its interglacial maxima (to 76%).

[4] Przewaga lasów szpilkowych w całym profilu (sosna, świerk, modrzew). Optimum klimat. dolne cieplejsze od górnego. W obu brak odrębnej fazy lasów liściastych. Niskie %% *Q. m.* i leszczyny. (Coniferous forests prevailing in the whole profile (*Pinus, Picea, Abies, Larix*). The lower climatic optimum warmer than the upper. In both a separate deciduous forests zone is lacking. The %% of *Q. m.* and *Corylus* are low).

[5] W optimum klimat. *Q. m.* 70%, leszczyna > 300%. W *Q. m.* dwa maxima dębowo-wiązowe przedzielone kulminacją lipy. Przewaga dębu (67%) nad lipą. (*Q. m.* 70% in the climatic optimum, *Corylus* > 300%. In *Q. m.* two *Quercus-Ulmus* maxima separated by a *Tilia* maximum. *Quercus* prevails (67%) over *Tilia*).

[6] Opracowana w 1939 przez A. Gadomską-Czekalską uległa w czasie wojny zniszczeniu wraz z rękopisem. (This fauna was worked out in 1939 by Mrs. A. Gadomska-Czekalska, but was lost during the war together with the manuscript).